Natural History Museum Library
000309743

34-7

BAND VI

6 DEC 1919

HEFT 3

GEOLOGISCHE RUNDSCHAU

ZEITSCHRIFT FÜR ALLGEMEINE GEOLOGIE

UNTER MITWIRKUNG DER
DEUTSCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT

HERAUSGEGEBEN VON DER

GEOLOGISCHEN VEREINIGUNG

UNTER DER SCHRIFTLEITUNG VON

G. STEINMANN
(BONN)

W. SALOMON
(HEIDELBERG)

O. WILCKENS
(STRASSBURG i. E.)

ERSCHEINT JÄHRLICH IN 8 HEFTEN VON JE 4—5 BOGEN
BEZUGSPREIS M. 12.—. EINZELHEFTE M. 2.—

LEIPZIG
VERLAG VON WILHELM ENGELMANN
1915

Ausgegeben am 20. August 1915.

INHALT

Seite

I. Aufsätze und Mitteilungen:

H. Gerth, Geologische und morphologische Beobachtungen in den Kordilleren Südperús. (Mit Tafel II—VII und 1 Textfigur) 129

II. Besprechungen:

A. Unter der Schriftleitung der Geologischen Vereinigung:

Die Glazialerscheinungen in Äquatorial- und Südafrika. (E. Hennig) 154

III. Geologische Vereinigung:

H. P. Cornelius, Geologische Beobachtungen in den italienischen Teilen des Albigna-Disgraziamassivs 166

W. Koehne, Die Entwicklungsgeschichte der geologischen Landesaufnahmen in Deutschland 178

Die Fachgenossen und Verleger werden gebeten, Bücher und Sonderabzüge zum Zweck der Besprechung an den Verleger der Rundschau, Wilhelm Engelmann, Leipzig, Mittelstraße 2 zu senden. Ebendahin sind auch Beschwerden über nicht zugegangene Hefte der Zeitschrift zu richten.

Zusendungen an die Schriftleitung.

An den Schriftleiter Professor ***G. Steinmann, Bonn,*** *Poppelsdorfer Allee 98* sind zu senden:

1. Manuskripte von Aufsätzen und kleineren Mitteilungen, Notizen usw.
2. Besprechungen aus den Gebieten: Tektonik, Niveauschwankungen, Morphologie, Erosion, Glazialgeologie, Sedimentbildung, Erdöl, Kohlen, usw. Geologischer Unterricht.

An den Schriftleiter Professor ***W. Salomon, Heidelberg:***

Besprechungen aus den Gebieten: Chemische Geologie, Petrographie, Salzlagerstätten, Metamorphosen, Erzgangbildung, Präkambrium, Erdinneres, Vulkanismus, Erdbeben, Geologie anderer Weltkörper, Technische Geologie.

An den Schriftleiter Professor ***O. Wilckens, Straßburg i. E.,*** *Ruprechtsauer Allee 22:*

Besprechungen aus den Gebieten: Stratigraphie, Regionale Geologie.

Die Verfasser von Aufsätzen und Mitteilungen erhalten 100 Sonderdrucke unentgeltlich, weitere gegen Erstattung der Herstellungskosten. Zusammenfassende Besprechungen werden mit 60 ℳ, Einzelreferate und kleinere Mitteilungen mit 40 ℳ für den Bogen bezahlt. Von den Besprechungen werden 50 Sonderdrucke unentgeltlich, weitere gegen Erstattung der Herstellungskosten geliefert.

Über die Beigabe von Abbildungen ist vorherige Verständigung mit der Schriftleitung erforderlich.

In der Niederschrift sind zu bezeichnen:
Verfassernamen ~~~~~~ (Majuskel), Versteinerungsnamen ———— (kursiv), wichtige Dinge ———— (gesperrt), Überschriften ═══ (fett).

I. Aufsätze und Mitteilungen.

Geologische und morphologische Beobachtungen in den Kordilleren Südperús.

Von **H. Gerth** (Bonn).

(Mit Tafel II—VII und 1 Textfig.)

Im Juli und August 1913 unternahm ich mit Unterstützung der Rheinischen Gesellschaft für wissenschaftliche Forschung eine Reise durch Südperú von der alten Inca-Stadt Cuzco, die jetzt an die Südbahn angeschlossen ist, nach Huancayo, dem derzeitigen Endpunkt der peruanischen Zentralbahn, und führte von dieser Route verschiedentlich Abstecher in die Ost- und Westkordillere aus. Obwohl mir nur die beschränkte Zeit von sechs Wochen zur Verfügung stand, hoffte ich doch, mit der Technik des Reisens in Südamerika durch meine dreijährige Tätigkeit als Geologe der argentinischen Regierung gut vertraut, auf einigen Erfolg, besonders da Südperú in geologischer Beziehung noch fast vollkommen »Neuland« ist. Leider erlitten meine Ergebnisse eine recht erhebliche Einbuße dadurch, daß meine ganzen Aufsammlungen an Gesteinen und Fossilien mit dem Dampfer Acilia der Hamburg-Amerika Linie in der Magalhaes-Straße untergegangen sind. Dieser Verlust ist um so schmerzlicher, einmal weil die mesozoischen Formationen vielfach aus harten Kalken bestehen, deren sichere Altersbestimmung erst die Herausätzung der verkieselten Versteinerungen möglich machen konnte, und weil auch zur einwandfreien Deutung der in der Kordillere so verbreiteten und mannigfaltigen Eruptivgesteine vielfach eine mikroskopische Untersuchung im Laboratorium unumgänglich notwendig ist. Ich glaube aber, meine auf der Reise gemachten Beobachtungen doch veröffentlichen zu dürfen, da sie in einem noch so wenig bekannten Gebiet gemacht wurden, und weil sie einem Forscher, der in Zukunft diese Gegenden mit mehr Glück und Zeit durchstreift, einige wertvolle Anhaltspunkte geben können[1]).

[1]) Für diesen letzteren Fall möchte ich hier auf eine technische Schwierigkeit aufmerksam machen, die sich in Perú dem Reisenden entgegenstellt, besonders dem Geologen, der oft genötigt ist, abseits von der Hauptroute zu wandern, nämlich auf den Mangel an Futter für die Tiere. Da der dortige Sommer durch wochenlang andauernde Regenperioden ausgezeichnet ist, bleibt der Winter die beste Reisezeit.

Auch an dieser Stelle möchte ich Herrn Geheimrat Steinmann meinen Dank aussprechen dafür, daß er mich zu der Reise in das noch so wenig untersuchte und interessante Gebiet veranlaßte und mir die erwähnte finanzielle Unterstützung ermöglichte. Ferner muß ich hervorheben, daß die peruanische Regierung jedem Forscher in ihrem Lande alle Unterstützung zu teil werden läßt, die in ihren Kräften steht. Ganz besonders bin ich Herrn Professor Bravo in Lima, dem Direktor des »Cuerpo de Ingenieros de Minas«, verpflichtet für seine Bemühungen, mein Unternehmen in jeder Beziehung zu fördern und zu unterstützen.

Während wir über den Aufbau der Kordilleren in Nord- und Zentralperú, sowie auch in Bolivien durch die Reisen von d'Orbigny, Forbes, Steinmann, Sievers u. a. verhältnismäßig gut unterrichtet sind, ist Südperú noch recht wenig erforscht. Unsere Kenntnis über diesen Teil der Republik in geographischer und geologischer Hinsicht beruht vor allem auf den Reisen Raimondis (1874)[1]). Sein Lebenswerk war eine topographische Aufnahme des ganzen Landes, die auch heute noch die einzige Grundlage aller kartographischen Darstellungen Perús bildet. Die Karte Raimondis ist eine ganz hervorragende Leistung, wenn wir bedenken, daß sie von einem einzelnen Manne nur mit den primitivsten Hilfsmitteln aufgenommen wurde, aber diese Umstände bringen es auch mit sich, daß sie nur in den großen Zügen Anspruch auf Richtigkeit machen kann, und namentlich die Darstellung der Gebirgszüge vielfach eine ganz schematische ist. In den Jahren 1888—90 bereiste Hettner die Umgebung von Cuzco bis zur Montaña[2]) und dem Rio Pachachaca, und zu Anfang der 90er Jahre durchquerte der deutsche Arzt Middendorf Südperú auf der Hauptroute. Von peruanischen Bergingenieuren wurden dann einzelne Gebiete besucht (Dueñas, 06, 07 u. 08, Jochamowitz, 08), aber erst in allerjüngster Zeit entwickeln die Nordamerikaner eine intensive wissenschaftliche Tätigkeit im Süden der Republik. Von der Yale Universität sind mehrere Expeditionen ausgerüstet worden, die in erster Linie archäologische Zwecke verfolgten, aber auch von Geologen und Topographen begleitet waren, die in der Umgebung von Cuzco eine Reihe von Untersuchungen und Aufnahmen ausführten.

---

und zwar von März an, weil dann unmittelbar nach der Regenzeit das meiste Grünfutter zu finden ist. Nach der Trockenperiode am Ende des Winters ist nur bei menschlichen Wohnungen Gerste als Futter für die Tiere zu bekommen und selbst die natürlichen Weiden in den Kordilleren sind durch die großen Lamaherden vollständig abgeweidet. Der Reisende wird sich aber immer genötigt sehen, eine möglichst große Futtermenge mitzuführen, um unabhängig zu sein, und bei längerem Aufenthalt in abgelegenen und futterarmen Gegenden geradezu Futterdepots errichten müssen.

[1]) Die Jahreszahlen in Klammern hinter Autornamen beziehen sich auf das Literaturverzeichnis am Schluß der Arbeit.

[2]) Montaña wird das dichtbewaldete Bergland mit tropischem Klima am Fuße der Ostkordillere genannt im Gegensatz zur Puna, den öden Hochgebirgen der Kordillere mit rauhem Klima.

Obwohl Südperú bisher noch so wenig die Aufmerksamkeit auf sich gelenkt hat, dürfen wir doch gerade von seiner weiteren Erforschung die Lösung einer ganzen Reihe von Problemen nicht nur geologischer, sondern auch rein geographischer Natur erwarten. Wenn es mir auch nur möglich war, einige wenige Beobachtungen zu machen, die diese Fragen ihrer Lösung näher bringen können, so möchte ich doch wegen des allgemeineren Interesses, das sie beanspruchen, einige der wichtigeren hier kurz darlegen.

In Bolivien schaltet sich zwischen Ost- und Westkordillere ein ausgedehntes Hochland ein, dessen größter Teil ein in sich geschlossenes, abflußloses Becken ist. Die Wasser des nördlichen Abschnittes sammeln sich im Titicacasee, von hier fließt der Überschuß, der trotz der starken Verdunstung bleibt, in südlicher Richtung durch den Rio Desaguadero zum Lago Poopó, in ihm und den benachbarten Salaren fallen die Wassermassen endgültig der Verdunstung anheim. Schon lange kennt man sowohl aus der Umgebung des Titicaca- als auch des Poopósees alte Strandterrassen und Seeabsätze, z. T. in recht beträchtlichen Höhen über den heutigen Seenspiegeln. Man hat früher allgemein angenommen, daß es sich um die Spuren eines alten großen Sees handele, der einst einen weiten Teil des bolivianischen Hochlandes bedeckte und von dem Titicaca- und Poopósee die letzten Überbleibsel sein sollten. In den letzten Jahren hat sich eine von J. Bowman (1914) geleitete Expedition der American Geographical Society mit dem Studium dieser alten Seeabsätze befaßt. Bowman kam zu dem Resultat, daß die alten Absätze und Terrassen zu zwei ganz verschiedenen Seen gehören. Es gab sowohl einen alten Titicacasee (Lake Ballivian), als auch einen alten Poopósee (Lake Minchin), deren Spiegel höher lagen, als das heute der Fall ist. Aber der Spiegel des alten Titicacasees lag etwa 50 m höher als der des Minchinsees und er ist viel älter als dieser. Wenn auch durch diese interessanten Untersuchungen Bowmans die Geschichte dieser Seen wesentlich gefördert worden ist, so harrt doch die Frage nach der ersten Entstehung des Titicacasees, bzw. seines Vorläufers, noch ihrer Lösung[1]). Wir gehen wohl kaum fehl, wenn wir annehmen, daß der ausgedehntere

[1]) Die von Ochsenius (1886—90) vertretene Theorie, daß die Seen des bolivianischen Hochlandes Meeresrelikte seien, die bei einer verhältnismäßig jungen Heraushebung des ganzen Gebirges aus dem Meere übrig geblieben und mit in die Höhe getragen sein sollen, ist nicht ernstlich diskutierbar. Nirgends haben sich auf dem bolivianischen Hochland junge marine Ablagerungen gefunden, und die Fauna des Titicacasees ist keineswegs eine marine Reliktenfauna. Die Fische, Cyprinoiden und Siluroiden, sind weit verbreitete Süßwasserformen, ebenso die Mollusken. Die Crustaceen, Orchestiiden haben ihre nächsten Verwandten allerdings im Meer, aber sie können sehr gut durch Wasservögel verschleppt sein, denn das Wasser des Sees ist nach Agassiz (1876) nicht kalt, sondern verhältnismäßig warm, etwa 14° an der Oberfläche und etwa 12° am Boden des Sees im Durchschnitt. Trotzdem findet die Theorie auch neuerdings wieder in geologischen Abhandlungen Aufnahme (Douglas, 1914, S. 48).

Vorläufer des heutigen Titicacasees in der Diluvialzeit entstanden ist. Der See macht mit seinen unregelmäßigen Konturen, die bedingt sind durch die zahlreichen in ihn ausstreichenden Höhenzüge, die z. T. als Inseln wieder aus dem Wasserspiegel anfragen, ganz den Eindruck eines großen Stausees. Er muß jünger sein als das mehrere 100 m tief unter sein Niveau eingeschnittene alte Talsystem bei La Paz. Diese alte, gewaltige Furche wurde während des Diluviums von mächtigen fluvioglazialen Ablagerungen aufgefüllt, in die sich dann der La Paz-Fluß sein jetziges Bett eingeschnitten hat, sie zeugt aber dafür, daß die hydrographischen Verhältnisse am Westabhang der Ostkordillere zu Beginn des Quartärs ganz andere gewesen sind als heute. Verfolgen wir das Hochland von Bolivien über den Titicacasee nach NW., so sehen wir in Südperú an seine Stelle bald ein von tiefen Tälern durchfurchtes Bergland treten. Dieser Wechsel im Landschaftscharakter wird dadurch bedingt, daß die Quellflüsse des Amazonassystems nicht mehr wie in Bolivien im Bereich der Ostkordillere entspringen, sondern in Südperú vom Ostabhang der Westkordillere kommen. In tief eingeschnittenen Quertälern durchströmen sie das Gebirge zwischen den beiden Hauptkordillerenzügen und sammeln sich zwischen den ersten Ketten der Ostkordillere zu großen Längstälern, die schließlich auch dieses letzte Hindernis durchbrechen, um das brasilianische Vorland zu erreichen. Inwieweit dieser Wechsel in der Morphologie des Gebirges durch seine Struktur und Geschichte bedingt ist, das muß uns die Erforschung Südperús noch lehren.

Ein Problem von großer Wichtigkeit für die geologische Geschichte des südamerikanischen Kontinents ist die Frage nach den Beziehungen der kontinentalen mesozoischen Ablagerungen im Bereich der brasilianischen Masse zu den marinen Schichten, die sich an ihrer Westküste bildeten und jetzt in den westlichsten Kordilleren aufgefaltet sind. Während die Klärung dieser Fragen im Süden durch die neueren geologischen Forschungen in Argentinien wesentliche Fortschritte gemacht hat, harrt sie im Norden noch vollkommen ihrer Lösung. In Bolivien sind über dem Paläozoikum mächtige, rote Sandsteine, Konglomerate und mergelige Schichten, die von Steinmann (1906) unter dem Namen Pucasandstein zusammengefaßt wurden und der Formación petrolífera Brakebuschs in Nordargentinien entsprechen. In einer kalkig mergeligen Einschaltung im Pucasandstein entdeckte Steinmann (1904) bei Potosí neben Brack- und Süßwasserfossilien (*Melania potosiensis d'Orb, Cyrena, Planorbis*) auch einige typisch marine Versteinerungen (Zweischaler, Echiniden). Wenn auch durch diese Fossilien das cretazische Alter der Schichten zweifellos erwiesen ist, so wird doch eine genauere Festlegung des Horizontes innerhalb dieser Formation nur auf die Weise möglich sein, daß man seinen Zusammenhang mit rein marinen Ablagerungen aufsucht. Dieser Übergang der vorwiegend kontinentalen, mesozoischen Bildungen des bolivianischen Hochlandes zu marinen Ab-

lagerungen müssen wir aber gerade in Südperú erwarten, denn bereits im Zentrum dieser Republik treffen wir eine fast vollständig marine Schichtfolge des Mesozoikums, die von der Westkordillere weit nach Osten bis in die westlichsten Züge der Ostkordillere übergreift. In Bolivien selbst wird man dagegen diesen Übergang kaum beobachten können, da die mesozoischen Ablagerungen dort in der Westkordillere allenthalben durch die Porphyritformation vertreten werden und vereinzelte marine Horizonte sich erst hart an der pazifischen Küste einstellen (Douglas, 1914).

Schließlich sei noch auf eine Frage von großem praktischem Interesse hingewiesen. Bolivien ist bekanntlich eins der Hauptzinnerzländer der Welt, aber merkwürdigerweise scheint das wertvolle Mineral fast ausschließlich auf das Gebiet gerade dieser südamerikanischen Republik beschränkt zu sein. In den unmittelbar angrenzenden Teilen Südperús hat man trotz eifrigen Suchens keine Spur gefunden. In Bezug auf die Massengesteine, an die das Erz in Bolivien gebunden ist, können wir zwei Kategorien unterscheiden: Die eine ist an granitische Tiefengesteine gebunden, die höchstwahrscheinlich während der frühtertiären Faltung in der Ostkordillere aufgedrungen sind. Der Zinnstein findet sich hier mit Quarz als Gangmittel und auch die für unsere sächsischen Vorkommnisse so charakteristischen Begleitmineralien Flußspat und Topas treten, wenn auch selten auf, Silbererze und Sulfide spielen nur eine untergeordnete Rolle. Die andere Gruppe ist eng verknüpft mit jungtertiären, meist quarzreichen Massengesteinen (Quarztrachyte)[1]), die ziemlich unregelmäßig über den östlichen Teil des bolivianischen Hochlandes verteilt sind. Neben dem Zinn überwiegen dort geschwefelte Erze, Pyrite und Fahlerze mit hohem Silbergehalt; auch die Wismutvorkommnisse vom Tasna und Chorolque gehören hierhin. Wenn nun in Südperú zwar die jungen Granite in der Ostkordillere zurücktreten, so finden wir doch im Westen ganz ähnliche Eruptivgesteine wie in Bolivien. Sie führen auch reiche Silber- und Kupfererze, aber Zinn ist noch nirgends beobachtet worden. Die eingehende Untersuchung der einzelnen Vorkommnisse und der erzbringenden Eruptivgesteine werden auch auf dieses merkwürdige Verhalten des Zinns ein neues Licht werfen.

Wenden wir uns nun der Besprechung der auf meiner Reise gemachten Beobachtungen zu. Während die Ufer des Titicacasees vorwiegend von paläozoischen Gesteinen gebildet werden, treffen wir an seiner Westecke, bei Puno, eine Einfaltung jüngerer Schichten, die sehr interessante Lagerungsverhältnisse bietet (Fig. 1). In Sandsteine und Konglomerate ist eine Mulde eines grauen, klotzigen Kalkes eingeschaltet, in deren Kern

[1]) Die öfters gebrauchte Bezeichnung »Quarzporphyre« ist nicht sehr glücklich, da wir damit die Vorstellung an ein Effusivgestein von höherem Alter als Tertiär verknüpfen.

wiederum Konglomerate vorkommen, die den Hügel unmittelbar nördlich der Stadt aufbauen. Während die Hauptmasse des Kalkes nur Fossiltrümmer erkennen läßt, finden sich an der Grenze zu den Sandsteinen auf seiner Nordseite in mergelige Übergangsschichten Sandkalkbänke eingeschaltet mit Hornsteinen, deren Oberfläche mit kleinen, *Hydrobien*-ähnlichen Schnecken ganz besetzt ist. Bei Caracoto unweit Juliaca fand ich in den grauen Kalken selbst verkieselte Reste von *Melanien* und *Paludinen*. Diese Fossilien machen es sehr wahrscheinlich, daß es sich um denselben Horizont handelt, wie bei den fossilreichen Schichten der Pucaformation unweit Potosí, die der Kreide angehören. Die Konglomerate im Kern der von den grauen Kalken gebildeten Mulde liegen diskordant auf dem Kalk, dessen Komponenten einen Hauptanteil an ihrer Zusammensetzung haben, sind aber noch mit eingefaltet. Nach analogen Vorkommnissen in Bolivien dürfen wir annehmen, daß sie tertiären Alters sind, ein Äquivalent der Jujuyschichten Steinmanns. Auch die vulkanischen Bildungen der Umgebung von Puno sind der Beachtung wert. Im Süden der Stadt werden die Schichtköpfe der roten Sandsteine und Konglomerate von andesitischen Agglomeraten und Tuffen flach überlagert, die die Höhen der Berge bilden.

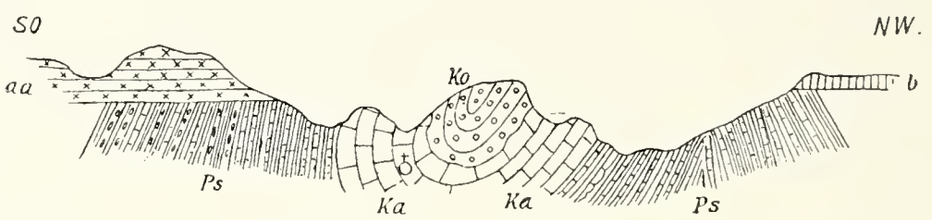


Fig. 1. Skizze der Lagerungsverhältnisse bei Puno am Titicacasee. *Ps* Rote Sandsteine und Konglomerate. *Ka* klotzige, graue Kalke. *Ko* polygenes Konglomerat. *aa* Andesitagglomerate. *b* Basaltdecken.

Im NW. des Ortes treffen wir dagegen auf einem höheren Niveau basaltische Decken ausgebreitet. Die grauen Kalke lassen sich von Puno bis in die Gegend von Juliaca verfolgen, dort zweigt die Strecke nach Cuzco von der peruanischen Südbahn Mollendo-Puno ab. Sie folgt zunächst dem nördlichen Zweig des weiten, aufgefüllten Talbodens, der die Fortsetzung des Titicacasees im NW. bildet. Bald treten jedoch die Berge näher zusammen, und das Tal zieht sich unmittelbar am Fuße der hohen Schneegipfel der Ostkordillere entlang. Oberhalb Sta. Rosa (3990 m) sind die alten Endmoränen der Gletscher der letzten Vereisung weit aus den vom Nevado Cunurama herunterkommenden Seitentälern in das Haupttal vorgeschoben. Die Wasserscheide zwischen dem Titicacasee und dem zum Amazonas entwässernden Rio Urobamba, die die Eisenbahn in dem 4314 m hohen Paß La Raya überwindet, liegt nicht auf einem hohen Gebirgskamm, wie es die Karte Raimondis darstellt, sie befindet sich vielmehr in einer durch tektonische Linien bedingten Senke, die sich vom Titicacasee bis in die Gegend von Cuzco zwischen den

Kordillerenzügen verfolgen läßt. Da das Gefälle nach dem Urobamba ein viel größeres ist als gegen den See hin — der Seespiegel liegt 3820 m hoch, Sicuani jenseits des Raya-Passes am Villcanota, dem Hauptquellfluß des Urobamba in 3550 m Höhe —, wird das Stromgebiet des Amazonas hier wie an vielen anderen Stellen durch rückwärtige Erosion und Anzapfung dem abflußlosen bolivianischen Becken gegenüber immer mehr an Terrain gewinnen. Die Berge zu beiden Seiten des Rayapasses bestehen im wesentlichen aus paläozoischen Gesteinen. In der Kordillere von Carabaya sind Graptolithen und andere Versteinerungen des Silur gefunden worden (Balta 1897, 98) und von Sicuani kennt man eine kleine Devonfauna (Lissón 1913, S. 11). In der Umgebung von Cuzco treffen wir dagegen wieder jüngere Schichten. Die Stadt liegt am Ende eines weiten Talbodens. Die Höhen der südwestlichen Flanke sind aus dunkelroten Sandsteinen aufgebaut. In der engen Schlucht im Hintergrund des Tales stehen bunte Mergelschiefer und Gips an, und die östliche Talseite schließlich, sowie der sich unmittelbar über der Stadt erhebende Berg, sind aus Kalkstein gebildet. Alle diese Schichten sind steil nach SW. geneigt. Der graue, massige Kalk gleicht vollkommen dem von Puno. Er ist gespickt mit Fossiltrümmern, doch konnte ich leider nirgends mit Sicherheit bestimmbare Formen erkennen. Das leicht bearbeitbare Gestein lieferte den Incas das Material für die wunderbar angelegte Festung, deren Grundmauern noch heute den Berg Sacsayhuaman krönen, der die einstige Hauptstadt des großen Indianerreichs beherrscht. In den Kalk ist ein durch Epidot grün gefleckten, granitisches Tiefengestein eingedrungen, dessen Oberfläche an einer Stelle unweit der Festung zu Tage liegt und eine ganz eigentümliche Erstarrungsform aufweist (Taf. III, Fig. 1). Die wie ein Harnisch geglättete Oberfläche des Massengesteins ist in parallel laufende Sättel und Mulden gewellt, die auch noch eine feine Kannelierung in der Längsrichtung aufweisen. Der unter dem Namen »El Rodadero« bekannte Fels ist z. T. wohl erst durch die Steinbruchsarbeiten der Incas zum Bau der Festung bloßgelegt worden; daß er schon ihre Bewunderung erregte, beweisen die thronartigen Stufen, die sie in ihn einhauen ließen. Der Rodadero ist oft als großer Gletscherschliff angesprochen worden (Dueñas, 1907), doch ist diese Deutung bei genauerer Betrachtung ganz unhaltbar. Nirgends in der näheren oder weiteren Umgebung weist die Landschaft Formen auf, die auf eine ehemalige Vergletscherung schließen lassen könnten. Die Furchen auf der Oberfläche des Felsen laufen nicht in der Richtung des Gehänges, sondern quer zu dieser und können also unmöglich von einem Eisstrom ausgefurcht sein. Die merkwürdige Skulptur setzt unter den den Diorit bedeckenden Kalk fort, dessen Oberfläche von großartigen Schrattenbildungen durchfurcht ist. Schließlich wiederholt sich die gleiche Struktur in dem Massengestein mehrmals in übereinanderliegenden Schalen. Aus alledem geht hervor, daß es sich um eine Erstarrungsform handelt, bei deren Zustandekommen Druckkräfte eine Rolle

gespielt haben müssen[1]). Die Schluchten im Hintergrund des Tales von Cuzco sind teilweise heute noch von mächtigen diluvialen Schottermassen ausgefüllt. Eine scharf ausgeprägte Diskordanz durchzieht die Schichten und deutet uns an, daß sie in zwei verschiedenen Ablagerungsperioden gebildet wurden. An der Basis dieser Aufschüttungen hat die amerikanische Expedition (Bingham, 1912) menschliche Skelette ausgegraben. Da sich aber Knochen von Rind und Hund mit ihnen zusammenfanden, muß es sich um junge Reste aus der Kolonialzeit handeln.

Cuzco liegt an einem kleinen Seitenfluß des Urobamba, der rückläufig in den Hauptstrom einmündet. Zwischen den beiden Tälern ist am Wege nach Calca und Pisac ein interessantes Profil aufgeschlossen. Im Osten des Kalkes von Cuzco treffen wir zunächst wieder auf die bunten, gipsführenden Mergel. Dann höher oben wird die Wasserscheide aus Sandsteinen und schlecht geschichteten Arkosen und Tuffen gebildet, die der Porphyritformation angehören dürften. An einer Verwerfung setzen die steilstehenden mesozoischen Schichten ab, und am Abhang zum Urobamba folgt eine mannigfaltige Schichtserie, die den Westflügel eines flachen Sattels bildet, in den das Haupttal tief eingeschnitten ist. Zunächst treffen wir eine Wechsellagerung von hellen Quarziten und bunten phyllitischen Tonschiefern, dann folgt, durch ein rotes Konglomerat getrennt, ein dickbankiger quarzitischer Sandstein. Mit basalen Konglomeraten und Breccien ruht er schließlich auf einem dunkelvioletten Melaphyrmandelstein. Wenn ich auch nirgends in diesen Schichten Fossilspuren auffinden konnte, so vermute ich doch, daß sie dem Permokarbon zuzurechnen sind, weil sie einen ausgesprochen paläozoischen Habitus haben, die Schichten des älteren Paläozoikums aber stets viel intensiver gefaltet sind[2]). Unmittelbar jenseits des Urobamba erhebt sich der Hauptzug der Ostkordillere. Beim Aufstieg von Calca zur Abra de Lares, einem 4430 m hohen Paß in diesem Gebirge, trifft man bald auf eine Formation porphyrischer Gesteine, Decken, Tuffe und polygene Breccien von bedeutender Mächtigkeit. Sie sind jünger als die eben geschilderten Bildungen des Sattels am Urubamba, dessen Ostflügel von ihnen durchbrochen worden ist. Der Kamm des Gebirges dagegen wird von glimmerreichen, phyllitischen Schiefern aufgebaut, die teils von dunkler, teils von rötlich-violetter Farbe sind, und höchstwahrscheinlich dem Silur angehören. Auffallenderweise fallen diese Schiefer auf große Erstreckung hin steil nach NO., eine in der

---

[1]) Ähnliche Beschaffenheit zeigte die Oberfläche der aus einer Lavastaukuppe herausgepreßten Felsnadel des Mont Pelée, sie war nach Lacroix glatt poliert und ebenfalls kanneliert. Es scheint daher wahrscheinlich, daß auch das Tiefengestein des Rodadero als zähplastige Masse in den Kalk eingepreßt wurde.

[2]) Auf der Karte von Lissón (1914) ist am Urubamba bei Chachapoyas oberhalb Calca das Vorkommen von Kreide eingezeichnet. Da es einen Ort dieses Namens dort nicht gibt, handelt es sich wohl um den bekannten Fundpunkt von Kreidefossilien Chachapoyas in Nordperú.

Kordillere, wo wir fast immer nach O. gerichtete Faltung zu treffen gewohnt sind, ganz anormale Lagerung. An den Schneebergen im W. des Passes reichen die Gletscher bis etwa 4500 m herunter. Das glaziale Relief der diluvialen Vereisung läßt sich jedoch bis 4000 m herunter verfolgen, dort beginnt eine enge Erosionsschlucht in den erwähnten eruptiven Bildungen. Der Urubamba durchbricht die Ostkordillere unterhalb Ollantaytambo. Dort trifft man Granit, in dem mächtige Schollen metamorphosierter Schiefer stecken. Der Granit wird gegen W. von hellem, wohlgebanktem Quarzit überlagert. Dann stößt man weiter ansteigend wieder auf gipsführende Schichten und graue Kalke, und schließlich folgen bei Huariconda die roten Sandsteine, also abgesehen von einigen Reduktionen im wesentlichen das gleiche Profil wie am Wege von Cuzco nach Calca.

Nach diesem Abstecher in die Ostkordillere wieder auf der Höhe jenseits der tiefen Senke des Urubamba angelangt, befinden wir uns in der Pampa[1]) von Anta westlich Cuzco (Taf. III, Fig. 2). Es ist eine jener in Südperú nicht seltenen Hochflächen, die uns trotz der viel beschränkteren Ausdehnung und dem reichlicher vorhandenen fließenden Wasser doch wieder an das bolivianische Hochland erinnern. Die in 3400 m gelegene Pampa von Anta verdankt im wesentlichen diluvialen Auffüllungen ihre Entstehung, die umgebenden Höhen überragen sie nur um einige 100 m. An dem jetzt gänzlich schneefreien Bergkamm, der im S. die Wasserscheide gegen den Apurimac bildet, sind einige alte Firnbecken deutlich zu erkennen. Die Puna steigt westlich Zurite langsam zu dem nur wenig höheren Paß oberhalb Limatambo an. Hier eröffnet sich der Blick auf ein grundverschiedenes Landschaftsbild. Tief eingeschnittene Täler führen hinab zum Apurimac. Zwischen ihnen senkt sich das Bergland in mehreren scharf ausgeprägten Niveaustufen zu dieser Hauptfurche hinab, im N. überragt von den gewaltigen Schneebergen der Salgantaygruppe. Während auf der Höhe des Passes wieder die grauen Kalke mit intrusiven Graniten anstehen, folgen tiefer im Tal rote Sandsteine und Porphyritkonglomerate, und schließlich eine viele hundert Meter mächtige Gipsformation, in die die Schlucht des Apurimac eingeschnitten ist. Bei der Brücke über diesen Fluß treten unter den Gipsen dunkle Kalke hervor, die erfüllt sind mit einer an *Exogyra Couloni* erinnernden Auster. Auf der anderen Seite des Flusses fand ich an dem nach Curahuasi führenden Weg in schwarzen Mergelschiefern unter den Exogyrakalken ein Bruchstück eines *Hopliten*, so daß wir es hier ziemlich sicher mit Ablagerungen des Neocom zu tun haben[1]). Von Curahuasi an der südlichen Talflanke des Apurimac führt der Weg über einen hohen Paß nach Abancay, der Hauptstadt der Provinz, die den Namen des Flusses trägt. Von der Höhe eröffnet sich ein prächtiger Blick auf die

[1]) Die gleichen Schichten scheinen nach Fossilfunden des Ingenieurs Jochamowitz (1908) bei Challhuanca am Oberlauf des Pachachaca, eines Seitenflusses des Apurimac, anzustehen.

jenseits des Apurimac unmittelbar gegenüberliegenden Schneeberge der Ostkordillere (Taf. IV, Fig. 1). Besonders treten die Gipfel des Omantay im Süden und des Salgantay etwas weiter nördlich hervor, von denen namentlich die Südseite des letzteren von einem gewaltigen Gletscher bedeckt wird. Diesen Schneeriesen vorgelagert ist der Sorray. Die Kette der Schneeberge setzt sich in nordnordwestlicher Richtung weiter fort. Abancay liegt am Fuße des C°. Ampay, in einem Seitental des Rio Pachachaca. Heute ist nur noch die allerhöchste Spitze des Ampay vergletschert, aber in einem an seinem Nordostabhang herunterziehenden Tal finden wir bei 3900 m die Endmoräne der letzten Vereisung, die einen kleinen See hinter sich aufgestaut hat, noch vollkommen erhalten. Fast der ganze Berg besteht aus Kalken des Karbon, die steil nach W. fallen, und auf die sich erst dunkle Tonschiefer und dann an dem Abhang nach der Stadt tonige, rote Sandsteine legen. Karbonfossilien, Brachiopoden, Fusulinen und Korallen (*Syringoporen*) finden sich besonders in den Schuttkegeln am Fuße des Berges. Die Höhen auf der gegenüberliegenden Talseite werden aus dioritischen Gesteinen gebildet, die auch nach W. noch über den Pachachaca hinaus fortsetzen.

Von Abancay führte mich die Hauptroute durch Südperú über Andahuaylas nach Ayacucho. Dieser Weg durchquert das zwischen Ost- und Westkordillere eingeschaltete Bergland in der Längsrichtung nach NW. Wie schon eingangs erwähnt, ist dieses Bergland ausgezeichnet durch die quer zur Hauptgebirgsrichtung verlaufenden Flußläufe. Der Apurimac und alle seine linksseitigen Nebenflüsse Sto. Tomas, Pachachaca und Pampas, um nur einige der wichtigsten zu nennen, entspringen am Ostabhang der Westkordillere und laufen in tief eingeschnittenen Quertälern in SN.-Richtung auf die Ostkordillere zu, an deren Fuß sie sich dort mit dem in die Streichrichtung des Gebirges umgebogenen Hauptfluß vereinen. Zwischen diesen tiefen Quertälern sind weniger stark zerschnittene Gebirgsstücke erhalten geblieben, die auf ihrer Höhe oft noch den typischen Hochlandcharakter bewahrt haben. Auf ihnen sind flache Längstäler entwickelt, die sich dann auch zu einem Durchbruch vereinen, der steil nach N. zum Apurimac hinunterführt (Taf. IV, Fig. 2, Taf. V, Fig. 1 u. 2). Die gewaltigen Höhendifferenzen bringen natürlich auch große Unterschiede in Klima und Vegetation mit sich. In den feuchtwarmen Flußniederungen treffen wir eine dichte tropische Vegetation, auf den Terrassen werden allenthalben Zuckerrohr und Bananen kultiviert, und das tückische Wechselfieber räumt unter den dauernd dort verbleibenden Menschen auf. In der Höhe auf den Punas herrscht dagegen ein rauhes Klima; während eben noch die Sonne mit unverminderter Kraft niederbrannte, bläst im nächsten Augenblick ein eiskalter Wind, und Hagelschauer gehen nieder. In den Wintermonaten sinkt die Temperatur nachts meist bis an den Gefrierpunkt oder darunter. Nur ein äußerst dürftiger, niedriger Pflanzenwuchs kommt in dieser Hochregion fort, und kaum gedeihen etwas Gerste und Kartoffeln, die dem

bedürfnislosen Indianer den Lebensunterhalt gewähren. Diesen schroffen Wechsel muß der Reisende in Südperú vielfach, manchmal öfters an einem Tage, mitmachen, denn eine ganze Reihe solcher tiefen Quertäler sind zu kreuzen. Vielfach sind ihre Einschnitte von mächtigen, diluvialen Aufschüttungen erfüllt, Schottern, Lehmen und lößähnlichen Bildungen, die eine Gliederung in mehrere, zum Fluß abfallende Terrassen aufweisen. Besonders deutlich ist überall eine in etwa 150 m über dem Flußniveau befindliche Terrasse ausgebildet. Auf ihr liegen an vielen Stellen große von den Talwänden herunterkommende Schuttkegel ausgebreitet, und die Seitenbäche laufen über die Terrassenfläche dahin, um sich dann am Steilrande in einer jähen Schlucht nach dem Fluß hinunter zu ergießen. Sie haben nicht standgehalten mit dem Tiefereinschneiden des Flusses, als sich am Ende der Diluvialzeit die Niederschlagsmengen verringerten und damit ihre erodierende Kraft abnahm. Wir müssen annehmen, daß sich in Südperú zu Anfang des Quartärs an die Westkordillere eine gen N. geneigte Aufschüttungsebene anschloß, auf der sich die erste Anlage des jetzigen Flußsystems in großen Zügen entwickelte, unabhängig von der in der Tiefe vergrabenen Struktur des Gebirges. Als die Erosionsbasis der Durchbrüche durch die Ostkordillere immer tiefergelegt wurde, infolge der Heraushebung des ganzen Gebirges, schnitten sich die Flüsse auch in dem zwischen den beiden Hauptketten gelegenen Gebiet weiter ein. Aber nur noch in untergeordnetem Maße konnten sie sich der Struktur des Gebirges anpassen, im großen behielten sie ihre ursprüngliche Richtung bei und schufen so die tiefen Quertäler. Der geologische Aufbau der Gegend ist im wesentlichen noch der gleiche wie in der Umgebung von Cuzco. Sandsteine und Porphyritkonglomerate, gipsführende Schichten und graue Kalke sind die herrschenden Ablagerungen. Die grauen Kalke treffen wir besonders in der Umgebung von Andahuaylas. Auch dort ist ein Tiefengestein in sie eingedrungen und hat sie in seiner Umgebung verändert. Auf der Oberfläche der Kalke treten in der Umgebung des Ortes vielfach manganhaltige Eisenerze auf, die, wenn sie sich mächtig genug erweisen sollten, später einmal technische Verwertung finden können. Ein zusammenhängendes Profil ist am Abhang zum Rio Pampas unterhalb Chincheros aufgeschlossen, das am Fuß einer weit über das Relief hervorragenden Berggruppe aus granitischen Gesteinen liegt. Unterhalb dieses Dorfes stehen zunächst die grauen Kalke an, dann aber wird der steile, etwa 800 m hohe Abfall zum Pampas ganz aus Gipsen und roten Mergeln gebildet. Unter ihnen kommt schließlich unmittelbar am Ufer des Flusses ein roter Mergelkalk zum Vorschein, der mit großen *Fusulinen* gespickt ist. Die gipsführenden Schichten und die grauen Kalke ruhen also hier unmittelbar auf dem marinen Oberkarbon.

Jungvulkanische Bildungen traten mir zuerst in der Gegend von Andahuyalas entgegen in der Gestalt von festen, traßähnlichen Bimssteintuffen. Sie sind dem diluvialen Relief aufgelagert und namentlich in den

Tälern entwickelt, wo sie die Wasserläufe in der Form von Terrassen einsäumen. Es sind verfestigte Schlammströme vulkanischer Entstehung, die auf postdiluviale eruptive Tätigkeit in diesem Teil der Westkordillere hinweisen. Übereinandergetürmte basaltische Decken bauen den hohen Rücken Pumacahuanca im W. des Rio Pampas auf, der die Wasserscheide bildet zwischen dem Apurimac und dem Mantaro. Wieder ein neues Landschaftsbild entrollt sich vor unseren Augen, wenn wir diese Höhe gegen W. überschreiten. Ein weites Becken ist dort zwischen Ost- und Westkordillere eingeschaltet, gebildet aus flachen Aufschüttungsebenen und niedrigem Hügelland; es wird entwässert von den Zuflüssen des Mantaro (Taf. II, Fig. 2). Sehr bald bemerkt man, daß der Untergrund des Beckens aus ganz jungen Ablagerungen gebildet wird, so daß es sich tatsächlich um ein ausgedehntes, dem Gebirge in seiner Streichrichtung eingeschaltetes Senkungsfeld handeln muß. Im südlichen Teile sind es hauptsächlich ungestörte diluviale Aufschüttungen, Schotter und Lehme, die sich in kolossaler Mächtigkeit am Aufbau seines Bodens beteiligen. Weiter gen NW. kommen jedoch dort, wo sich die Flüsse gegen den Mantaro hin tiefer eingeschnitten haben, ältere Schichten zum Vorschein, die noch von den gebirgsbildenden Bewegungen betroffen worden sind. Charakteristisch für diese älteren Sedimente ist die enorme Beteiligung von Eruptivmaterial an ihrer Zusammensetzung. Besonders in der Umgebung von Ayacucho haben die hellen Tuffe eine große Verbreitung und geben der Landschaft ein charakteristisches Gepräge. Mit ungeschichteten Bimssteintuffen wechsellagern Konglomerate, Tuffsandsteine und mergelige Schichten. Sie sind schwach gefaltet und bilden unregelmäßige Sättel und Mulden. Oberhalb der Stadt folgen über diesen Bildungen mächtige agglomeratische Tuffe mit Komponenten andesitischer Gesteine. Die kolossale Mächtigkeit der Ablagerungen tritt besonders in dem zusammenhängenden Profil vor Augen, das unterhalb Huanta und Loricocha auf der Westseite des Rio Cachis[1]) aufgeschlossen ist, und über das sich der Weg nach Marcas in zahllosen Serpentinen hinaufwindet (Taf. VI, Fig. 1). Die Hügel unmittelbar am Fluß bestehen aus plattigen Mergelkalken und Sandsteinen, die stellenweise etwas intensiver zusammengestaucht sind. Außer Pflanzenresten finden sich in den kalkigen Schichten einzelne Lagen voll *Hydrobien* und seltener auch Exemplare von *Limnaeus*? und *Planorbis*. Diese limnischen Gastropoden beweisen uns aufs neue, daß es sich hier um typische Beckenabsätze handelt. Darüber folgen Konglomerate Mergel und Tuffe, in die sich höher oben Lagen dunkler, basaltischer Gesteine einschalten. Diese Serie wird wieder von Konglomeraten und sandigen Mergeln überlagert, und auf der Höhe, über 1000 m über dem Niveau des Flusses, liegen schließlich ungeschichtete Bimssteintuffe. Fragen wir uns nach dem Alter dieser so mannigfaltigen

[1]) »Cachis« bedeutet »Salz« in der Quechua-Sprache der eingeborenen Indianer und weist auf das Vorkommen von Salzlagern in diesen Schichten hin.

Bildungen, so führt uns die Art ihres Auftretens und ein Vergleich mit ähnlichen Vorkommnissen in anderen Teilen des Gebirges zu der Annahme, daß sie während des Tertiärs gebildet wurden. Wie wir im südlichen Teil des Beckens gesehen haben, werden die zuletzt geschilderten Schichten von den diluvialen Aufschüttungen diskordant überlagert, andererseits spricht die starke Beteiligung von jungvulkanischem Effusivmaterial an ihrer Zusammensetzung dafür, daß sie nicht mehr dem Mesozoikum zuzurechnen sind. Die in Rede stehenden Ablagerungen gehören auch zu jener wechselvollen Serie von Konglomeraten, Sandsteinen, Lehmen, Tuffen und vulkanischen Agglomeraten, die in der ganzen Kordillere, besonders in den Senken zwischen den östlichen Ketten und am Ostrande des Gebirges so ungemein verbreitet sind und vielfach eine ganz enorme Mächtigkeit erreichen. Sie sind entstanden im unmittelbaren Anschluß an die Faltung aus den Abtragungsprodukten der eben aufgerichteten Ketten und unter Beteiligung der Produkte der vulkanischen Tätigkeit, die damals von neuem einsetzte. Die Schichten des Beckens von Ayacucho sind also Äquivalente jener Ablagerungen, die die argentinischen Geologen im Süden Calchaquischichten nennen, die Steinmann (1904) aus Bolivien und Nordargentinien als Jujuyschichten beschrieben hat und die Hettner und Stille (1907) im N. im Graben des Rio Magdalena Hondaschichten genannt haben.

In der Gegend von Huanta und Lircay war es mir möglich, ein fortlaufendes Profil von der Höhe der Ostkordillere bis zu der der Westkordillere zu beobachten (Taf. VII, Fig. 2). Am Aufbau der östlichen Kette beteiligen sich im SO. des Rio Mantaro karbonische Schichten in großer Mächtigkeit. Es sind die jüngsten Sedimente, die dort vorkommen, und vielfach bilden sie den Kamm des Gebirges. Die Schichtfolge beginnt mit Tonschiefern, in denen sich Kalklinsen einstellen, die nach oben in kompakte Kalke übergehen: Die Fossilführung schließt sich eng an die von Steinmann in Nordperú (Meyer, 1914) angetroffene an. Über dünnbankigen Brachiopodenkalken, hauptsächlich mit *Productus*arten, folgen klotzige *Fusulinen-*, *Fenestellen-* und Korallenkalke. Sie werden ihrerseits überlagert von groben Konglomeraten und Arkosen, in die Lager eines grünlichen, basischen Eruptivgesteins eingeschaltet sind, das vereinzelt auch schon tiefer zwischen den Kalken auftritt. Die ganze Schichtfolge bildet eine flache Mulde, deren Ostflügel etwas steiler aufgerichtet ist. Hier treten unter dem Karbon intensiv gefaltete phylitische Schiefer zu Tage, die die gen NO. folgenden Höhenzüge zusammensetzen und vermutlich dem Silur angehören. Im W. setzt das Karbon gegen eine ausgedehnte Porphyrformation ab, aus der auch der Razhuilca, der einzige Schneeberg der Ostkordillere in dieser Gegend, zusammengesetzt ist. An seinem Fuße liegen bei 3900—4000 m vier alte Glazialseen, zum Teil durch die Endmoränen der letzten Vereisung aufgestaut. Auch sonst beginnt bei 3900 m überall das glaziale Relief des Quartärs, obwohl das Gebirge jetzt außer dem über 5500 m hinaus-

gehenden Razhuilca selbst im Winter von länger anhaltender Schneebedeckung frei zu bleiben scheint. Die Porphyrformation bildet den Steilabfall zu dem Becken von Ayacucho, dessen Schichten in dem Querprofil auf eine Erstreckung von etwa 35 km anstehen. Jenseits der Niederung des Rio Cachis bauen sie das nur wenig zerschnittene, im Durchschnitt 3400 m hohe Plateau von Marcas auf. Am Abhang zum Rio Lircay treten dann unter den jungen Tuffen wieder ältere mesozoische Ablagerungen zu Tage. Es ist eine mächtige Serie wohlgebankter grauer Kalke, die durch eine Einschaltung von Sandsteinen in eine untere und obere Abteilung zerfällt und sich zu beiden Seiten des Rio Lircay in nur schwach gewellter Lagerung verfolgen läßt. Unter den verkieselten Fossilien, die hier und da aus den Kalken herauswittern, fällt sehr bald die charakteristische *Vola alata* auf, die sich sowohl in der oberen, wie in der unteren Abteilung findet und uns bekundet, daß wir es mit Schichten des Lias zu tun haben. In der Gegend von Lircay treten in der Sandsteineinschaltung Porphyrite auf, und in diesen grünen, mandelsteinartigen Gesteinen liegt die Mine Viscachas, bei der auf Kalkspat und Barytschnüren im Eruptivgestein Chalcosin und gediegenes Silber vorkommen. Westlich Lircay wird die Faltung der Liaskalke intensiver, schließlich sind sie steil aufgerichtet, und rote Sandsteine kommen unter ihnen zu Tage, die dann an einer Störung gegen viel ältere Gesteine absetzen. Intensiv gefaltete Schiefer mit Einschaltungen quarzitischer Grauwacken treten hier im Kerne einer Antiklinale zu Tage, deren Ostflügel, die eben geschilderten Liaskalke, an einer Flexur tief abgesenkt ist. Der Westflügel des Sattels dagegen ist normal gebaut. Über dem Paläozoikum folgen diskordant dünnbankige, dunkelrote Sandsteine, in die sich oben Porphyritlager einschalten. Darüber liegt ein Basalkonglomerat und dann wieder die mächtigen Liaskalke, die auch hier im Tale des Rio Opomayo ziemlich reich sind an verkieselten Fossilien. Die Kalke sind im W. stark gefaltet und setzen schließlich an einer neuen Störung gegen die Porphyritformation ab, die auf große Erstreckung hin den Hauptkamm der Westkordillere bildet. An granitische Gesteine, die in die Porphyritformation eingedrungen, sind die Silbererzvorkommen der Umgebung von Huachocolpa gebunden. Der zuletzt geschilderte Teil des Profils ist im Tal des Rio Opomayo aufgeschlossen (Taf. VI, Fig. 2). Auf der Höhe liegen dort über den aufgerichteten mesozoischen Schichten auf einer alten Oberfläche jungvulkanische Laven und Tuffe, teils andesitischer, teils rhyolithischer Gesteine ausgebreitet. In sie hat sich seinerseits das diluviale Glazialrelief eingegraben. Die Spuren der letzten Vereisung reichen hier am Ostabfall der Westkordillere fast gerade so weit herunter wie in der Ostkordillere. Unmittelbar unterhalb Huachocolpa liegt in dem weiten Glazialtal des Opamayo eine große Endmoräne in 4000 m Höhe; sie ist ganz von Sinterbildungen überkrustet, der Absatz heißer Quellen, die die Moräne an mehreren Stellen durchbrechen.

Im Bereiche der erwähnten jungvulkanischen Bildungen liegt der Erzdistrikt von Julcani. Auf Klüften und Spalten treten dort im Eruptivgestein selbst stark mit Pyriten durchsetzte Silbererze auf (Fahlerze, Blenden), die auch kupfer- und goldhaltig sind. Obwohl es sich zum Teil um hochprozentige Erze handelt, wird eine gewinnbringende Ausbeutung erst möglich sein, wenn die Gegend durch die Eisenbahn erschlossen ist. Was das Minenfeld von Julcani besonders interessant macht, ist das Vorkommen von Wolframit und Freigold auf einigen wenige Zentimeter mächtigen Quarzgängen. Wolfram ist bekanntlich in vielen Fällen ein Begleiter des Zinn, aber von diesem gesuchten Mineral ist in Julcani noch keine Spur gefunden worden, obwohl der Erzbringer vollkommen mit dem bolivianischer Zinnerzlagerstätten übereinstimmt; es ist dasselbe quarzreiche Gestein wie z. B. bei Oruro. Unter den jungvulkanischen Bildungen treten am Wege von Lircay nach Huancavelica rote Sandsteine und dann diese überlagernd wieder die Kalke des Lias zu Tage. Indem wir weiter nach W. ziehen, treffen wir jedoch auf immer jüngere mesozoische Schichten, die hier aus der Westkordillere gegen O. vorrücken. Schon die Umgebung von Huancavelica selbst wird aus Schichten der Kreide aufgebaut. Ihr gehören auch die hellen Quarzsandsteine an, in denen das Quecksilber auftritt, das Huancavelica lange Zeit hindurch zu einem der berühmtesten Mineralvorkommnisse der neuen Welt machte. Das Quecksilber findet sich in der Gestalt von Zinnober und als freies Metall in dem grobkörnigen, porösen Sandstein unregelmäßig verteilt, zusammen mit anderen geschwefelten Erzen (Arsenkies, Bleiglanz). Die Mineralisation des Sandsteins erstreckt sich über eine große Ausdehnung, ihre stärkste Konzentration scheint bei Sta. Barbara, einem kleinen Ort oberhalb Huancavelica zu liegen. Dort ist das Mineral auch in die benachbarten Kalke und Kalkbreccien eingedrungen, aber nicht in sporadischer Verteilung, wie in dem Sandstein, sondern auf Spältchen und Äderchen. Einen unmittelbaren Zusammenhang der Mineralisation an dieser Stelle mit einem der zahlreichen Durchbrüche andesitischer und basaltischer Gesteine, die in der Umgebung aufsetzen, konnte ich nicht beobachten. Wir haben hier wieder ein Beispiel dafür, daß sich die Minerallösungen in porösen Sandsteinen über große Erstreckung hin unregelmäßig verteilen und ihr Ursprungsort nur noch schwer nachzuweisen ist. Der eigentliche Bergbau wurde bei Huancavelica schon lange aufgelassen, obwohl das Vorkommen offenbar keineswegs erschöpft ist, aber die tiefen Schächte und Stollen sind zerfallen, so daß es bedeutender Kapitalien bedürfen wird, um ihn von neuem aufleben zu lassen. Die Sandsteine sind bei der Stadt zu beiden Seiten des Tales steil aufgerichtet, sie werden gegen W. bei Sta. Barbara von mergeligen Schichten überlagert, die Versteinerungen der Aptstufe enthalten, darauf folgen dichte Kalke und schließlich wieder Bildungen der Porphyritformation, die die Berge oberhalb Huancavelica zusammensetzt. Ein vollständiges Profil durch die mesozoischen Ablagerungen

ist in dem weiter nördlich von der Westkordillere herunterkommenden Tal des Rio Moya aufgeschlossen. An dem Paß, über den der Weg von Huancavelica nach diesem Tal hinüberführt, stehen wieder die hellen Neocomsandsteine an. Bei Manta in dem Tale selbst hebt sich dagegen ein weites Gewölbe roter Sandsteine heraus, in dessen Kern noch einmal die Dogger-Liasserie zu Tage kommt. Es sind wohlgeschichtete Kalke mit Kieselkonkretionen und unvollkommen verkieselten Fossilien. Ganz ähnlich wie in dem Profil des Rio Opomayo biegt auch hier der Ostflügel des Gewölbes an einer Flexur steil in die Tiefe. Flußabwärts ist dann eine mächtige Serie jüngerer Kalke entwickelt, die nach den an den Wänden herausgewitterten großen *Schloenbachien* zu urteilen, der mittleren Kreide angehören. Die Schichten sind erst steil gestellt, dann bilden sie ein weites flaches Gewölbe. Bei dem Orte Vilca machen sie an einer neuen Störung fossilreichen Mergelkalken Platz, die die für ganz Perú so charakteristische Fauna der Aptstufe (Sommermeier, 1910 u. 13) einschließen. Wie bei Huancavelica überlagern diese Schichten unmittelbar den Neocomsandstein, der hier dadurch ausgezeichnet ist, daß oberhalb des Ortes in einer schiefrigen Einlagerung dünne, unreine Kohlenflötzchen auftreten. Kohle und Schiefer enthalten Pflanzenreste (*Weichselia*), die das neocome Alter dieser Schichten erwiesen haben (Dueñas, 1906, Neumann, 1907). Es ist dies das südlichste Vorkommen der Kohlenbildungen in der unteren Kreide, die weiter im N. des Landes eine viel größere Bedeutung erreichen. Auch weiterhin bauen jungmesozoische Ablagerungen fast ausschließlich den Ostabfall der Westkordillere auf. Den Neocomsandstein und die fossilreichen Aptschichten treffen wir bei Chacapampa wieder, und Kalke der mittleren Kreide setzen den 1000 m hohen Abfall von der Abra Tres Cruzes zu dem weiten Talboden von Huancayo zusammen, der von dem Rio Oroya, dem Oberlauf des Mantaro durchflossen wird. Ein für die Geschichte der Kordillere instruktives Bild eröffnet sich dem Beobachter von der Höhe des Passes. Wir sehen, daß die Kreidekalke des Steilabfalles den Ostflügel einer Antiklinale bilden, die im S. vom Rio Oroya durchschnitten wird. Weiter östlich heben sich die mesozoischen Schichten noch einmal zu einem flachen Sattel heraus, der aber gen NW. unter die diluvialen Aufschüttungen des weiten Talbodens untertaucht, der sich über 50 km hin bis in die Gegend von Jauja erstreckt. Jenseits der fast 10 km breiten Senke steigt das Gebirge ebenso steil, wie es an ihrem Südwestrande abfiel, wieder an. Es sind die Vorberge der Ostkordillere, die, wie man sich unmittelbar oberhalb der Stadt Huancayo überzeugen kann, aus quarzitischen Grauwacken paläozoischen Alters bestehen. Eine Verwerfung bedeutender Sprunghöhe muß hier die mesozoischen Ablagerungen der Talniederung und des W. an dem paläozoischen Schichtkomplex abgesenkt haben. Die Begrenzung des grabenartigen Tals von Huancayo wird also im NO. von einer weithin verfolgbaren Bruchlinie gebildet, der Südwestrand scheint dagegen nur durch eine flexurartige Abbiegung der

mesozoischen Kalke bedingt zu sein. Der Rio Oroya tritt unterhalb Jauja aus einer seitlichen Erosionsschlucht in die tektonische Senke ein. Die jähen Steilabfälle, von denen das Tal zu beiden Seiten flankiert wird, biegen in einer Höhe von etwa 4000 m zu einer scharf ausgeprägten Hochfläche um, deren Oberfläche ein nur schwach modelliertes Relief darbietet. Sie steigt langsam an bis zum Fuß des eigentlichen Kamms der Westkordillere im SW. bzw. der Ostkordillere im NO., der sie schließlich noch um 1—2000 m überragt. Die alte Einebnungsfläche, die gerade zu beiden Seiten des Tales von Huancayo besonders schön ausgeprägt ist, gibt uns wertvolle Aufschlüsse über die Geschichte der Kordillere in jüngster Zeit. Diese allgemeineren und zusammenfassenden Betrachtungen seien hier angefügt.

Je mehr die Erforschung der Anden fortschreitet, um so deutlicher sehen wir, daß die hochgelegenen Fastebenen in diesem Gebirge eine ganz allgemeine Erscheinung sind. Ausgedehnte Gebiete haben durch Abtragung und Auffüllung des Reliefs das Kennzeichen von Fastebenen erhalten. Im Süden des Gebirges hat zuerst Burckhard (1900) solche Peneplains aus der Kordillere des argentinischen Territoriums Neuquen beschrieben als innerandine Plateaus. Weit großartiger sind sie jedoch im N. dieses Landes entwickelt, wo sie Keidel (1910) zu seinen morphologischen Studien Veranlassung gaben. Das ganze bolivianische Hochland ist nichts anderes als ein über ungeheure Erstreckung noch im Zusammenhang erhaltener Teil dieser Einebnungsfläche. Hier hat in neuerer Zeit Bowman als erster versucht, die Hauptphasen in der jüngsten Geschichte des Gebirges abzuleiten. Aus Südostbolivien zeigt sie uns die Abbildung Taf. II, Fig. 1 in großartiger Ausbildung. Aus ihrem Niveau ragt dort der C°. Chorolque hervor, dessen Gipfel aus jungvulkanischem Gestein besteht, während die zu dieser Eruption gehörigen Tuffe und Laven mit zur Auffüllung der Umgebung beigetragen haben. Auch die Oberfläche der mächtigen fluviatilen Aufschüttungen am Fuße der Ostkordillere, in die das Tal von La Paz eingeschnitten ist, gehen in das Niveau der allgemeinen Einebnungsfläche über. In Südperú haben wir sie vielfach auf den Höhen zwischen den tief eingeschnittenen Tälern des Amazonas erhalten gefunden. Selbst die Auffüllungen des Beckens von Ayacucho ragen zuweilen, wie z. B. in der Umgebung von Aucobamba bis in ihr Niveau hinauf, während diese lockeren Bildungen in anderen Teilen des Beckens in hohem Maße durch die Erosion ausgeräumt worden sind. Über mesozoischen Schichten liegt die Hochfläche auf der Höhe der Berge in der Umgebung von Huancavelica und zwischen Vilca und Huancayo, und nur vereinzelte Berge aus eruptivem oder intrusivem Gestein ragen über ihre sanft modellierte Oberfläche hervor. Auch im N. des Landes hat Steinmann die hochgelegenen Flächen an vielen Stellen beobachtet. Eine so allgemeine Erscheinung kann nur durch ein einheitliches großes Ereignis in der Geschichte des Gebirges bedingt sein: Der Auffaltung der Kordillere am Schlusse des Mesozoikums folgte während des Tertiärs eine

lang andauernde Erosionsperiode. Durch sie erlitt das eben gebildete Gebirge eine bedeutende Abtragung. In den tieferen Teilen wurden die Abtragungsprodukte angehäuft und das Relief eingeebnet. Gleichzeitig begann eine intensive vulkanische Tätigkeit; sie schuf durch die Auftürmung ihrer Bildungen an einer Stelle ein neues Relief, an anderen füllte sie jedoch das vorhandene mit Lavaströmen und Tuffen auf und beschleunigte so die Flächenbildung. Dabei begünstigte ein arides Klima offenbar die Anhäufung mächtiger Massen klastischen Materials. So sehen wir gegen das Ende dieser Periode die Kordilleren mehr und mehr in ausgedehnten Aufschüttungen versinken, über die sich nur die höchsten Kämme des Gebirges noch als zusammenhängende Höhenzüge erheben, während sonst nur hier und da der anstehende Felsuntergrund in Gestalt reifer, wenig modellierter Erhebungen über die Oberfläche der Auffüllungen hervorragt. Bedenken wir, daß die Erosionsbasis im Osten weit entfernt war, so folgt daraus, daß die gegen das Gebirge immer mehr ansteigende Einebnungsfläche schließlich am Fuße des der Erosion noch nicht anheimgefallenen Hauptkammes eine recht bedeutende Höhe über dem Meeresspiegel erreicht haben muß. Besonders gilt dies für die großen innerandinen Aufschüttungsbecken zwischen den Hauptzügen des Gebirges, denn hier fand naturgemäß eine Aufstauung des lockeren Materials statt, da ein Abtransport nur durch wenige Lücken in den östlichen Ketten, die erste Anlage der späteren Durchbruchstäler, erfolgen konnte. Als dann zu Beginn des Quartärs kosmische Verhältnisse auch in den Kordilleren zum Vorrücken der Gletscher führten, breiteten sie sich von den noch aufragenden Höhen des Gebirges auf der sich an ihrem Fuß ausbreitenden Einebnungsfläche aus und prägten ihr dort ein glaziales Relief auf. So finden wir am Westabhang der Ostkordillere in Bolivien bei La Paz und weiter südlich bei Araca die Spuren dieser ältesten sicher nachzuweisenden Vereisung hoch oben im Niveau der Hochfläche, während die Moränen der letzten Vereisung in den tief in sie eingeschnittenen Tälern des heutigen Reliefs liegen. Diese Täler können sich nur während einer langsamen Heraushebung des ganzen Gebirgsblocks während des Quartärs so tief eingeschnitten haben. Eine bedeutende Aufwärtsbewegung muß die Fastebenen in jene großen Höhen hinaufgetragen haben, in denen wir sie heute beobachten, und die Wiederbelebung der Erosion bedingt haben, die, am Rande des emporsteigenden Gebiets beginnend, immer weiter rückwärts fortschritt. Durch die von neuem einsetzende Erosion wurden die emporgetragenen Flächen in manchen Gegenden ganz zerstört, in anderen wurden sie stark zerschnitten und den Rändern ein neues scharfes Relief aufgeprägt; nur in den abflußlosen innerandinen Regionen blieben sie über weite Erstreckung hin in ihrem ursprünglichen Zusammenhang erhalten. Ein so gewaltiger Hebungsvorgang vollzog sich natürlich in dem ausgedehnten Gebirge nicht gleichmäßig und stetig, sondern in Perioden, und zwar hier schneller, dort langsamer, wodurch eine Zerlegung in einzelne Schollen stattfand.

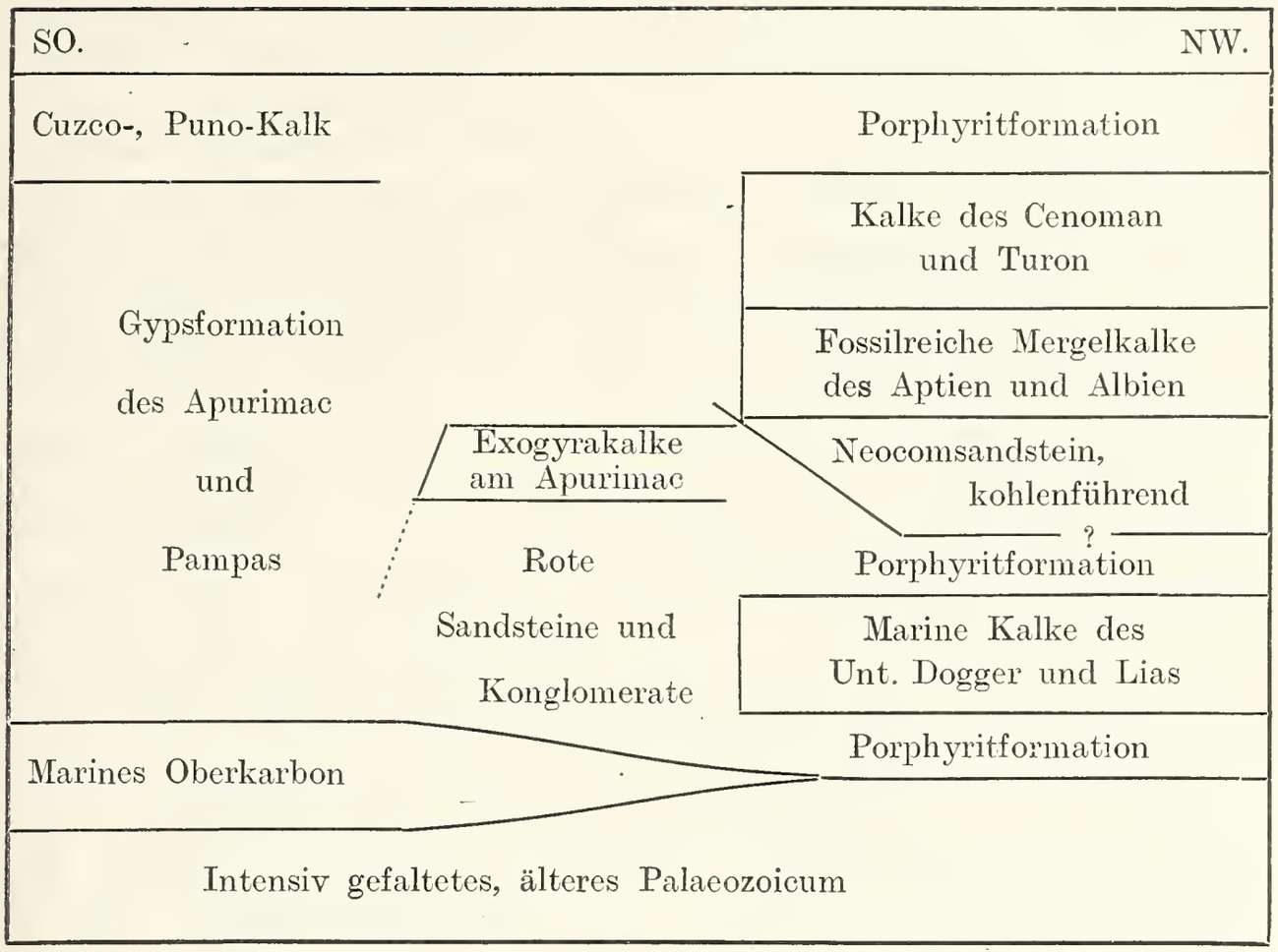
Eine solche in der Aufwärtsbewegung gegen ihre Umgebung zurückgebliebene Scholle ist nach Bowman (1914) der südliche Teil des jetzt abflußlosen bolivianischen Beckens. Die entlang der ganzen Westküste des Kontinents entwickelten Strandterrassen gehören den jüngsten Phasen dieser regionalen Bewegungen an, die auch gegenwärtig noch nicht vollkommen zum Stillstand gekommen zu sein scheinen, wie die zahlreichen Bodenerschütterungen längs der beiden Hauptdislokationslinien vermuten lassen. Neben der Heraushebung in vertikaler Richtung und der Auftürmung hoher Berge durch vulkanische Tätigkeit tritt die eigentliche Auffaltung als gebirgsbildender Faktor in der heutigen Erscheinungsform des Andengebirges vielfach ganz zurück, wodurch es sich nicht unwesentlich von vielen jüngeren Faltengebirgen unterscheidet. Die durch die Faltung bedingte Struktur ist durch die lange Abtragung und spätere erneute Heraushebung sowie die intensive vulkanische Tätigkeit oft ganz verwischt und verdeckt worden. Obwohl sich diese Tatsache dem Reisenden in vielen Teilen des Gebirges auf Schritt und Tritt aufdrängt, hat sie doch in den allgemeineren Darstellungen der Kordilleren Südamerikas noch wenig Berücksichtigung gefunden.

Die Faltung fand nach Beendigung des Mesozoikums zu Beginn des Tertiärs statt, und die ausklingenden Bewegungen haben sich noch längere Zeit hindurch in dieser Periode fortgesetzt, wie die an vielen Stellen gestörten Tertiärablagerungen beweisen. Der durch die Faltung in Südperú geschaffene Gebirgsbau fügt sich dem Gesamtbild der Andenstruktur vollkommen ein. Die gen O. gerichtete Faltung war am intensivsten in der Westkordillere. Von da schritt sie allmählich abflauend gegen O. fort und überwältigte schließlich noch in der jetzigen Ostkordillere den Westrand des Vorlandes der brasilianischen Masse mit ihrer mesozoischen Decke terrestrischer Sedimente. Die Überfaltung gegen O. ist in Südperú am Ostabfall der Westkordillere am deutlichsten ausgeprägt. Die Antiklinalen sind dort stark nach O. übergelegt und ihr Ostflügel oft flexurartig in die Tiefe gebogen. Dieser Bau führte an Stellen, an denen der Zusammenschub besonders stark war, zu Überschiebungen und Schuppenstruktur. Auf diese Weise erklärt sich z. B. die Wiederholung des Neocom-Kohlenhorizontes in dem von Dueñas (1906) zwischen Caja Real, einem Gipfel der Westkordillere, und dem Tale von Huancayo beobachteten Profile. Mit dem Nachlassen der Intensität der Faltung gewinnen im O. des Gebirges große regionale Verwerfungen, die der Hauptstreichrichtung folgen, an Bedeutung. Gelegentlich erfolgten an ihnen entlang andauernde Absenkungen in den zwischen den Hauptketten des Gebirges liegenden Gebieten. Einer solchen Senkung verdankt das Becken von Ayacucho seine Entstehung, das in gleichem Maße, in dem sein Boden sich vertiefte, mit den Abschwemmungsprodukten aus den umgebenden Bergen angefüllt wurde. Während des Mesozoikums sind nirgends im Bereiche der Anden bis jetzt orogenetische Vorgänge von großer Bedeutung nachgewiesen worden. Die jungpaläozoische Faltung

übertraf auch in Südamerika die tertiäre an Ausdehnung und Intensität. Sie ist keineswegs auf das Gebiet der jetzigen Kordillere beschränkt gewesen, sondern hat ein viel ausgedehnteres Gebiet des Kontinents in Mitleidenschaft gezogen. Sie muß in Südperú vor Ablagerung des marinen Oberkarbon stattgefunden haben, denn nur so erklärt sich die augenscheinliche Diskordanz zwischen den nur schwach gestörten Karbonkalken der Kordillere von Huanta und dem intensiver gefalteten älteren Paläozoikum. Über die Störungen, die die ältere Unterlage des Paläozoikums, die präkambrischen Gesteine, betroffen haben, können wir in Perú noch nichts aussagen, da die östlichen Kordillerenketten, in denen sie vermutlich zu Tage treten, noch zu wenig durchforscht sind.

Wie überall in den Kordilleren Südamerikas sehen wir die effusive vulkanische Tätigkeit, die zu mächtigen Ergüssen und Aufschüttungen führt, auch in Perú in unmittelbarem Anschluß an die junge Faltung im Tertiär von neuem einsetzen. Die hierhergehörigen Bildungen zerfallen in zwei ziemlich scharf getrennte Gruppen. Die ältere besteht vorwiegend aus andesitischen und sauren, rhyolithischen Gesteinen, sie ist älter als das diluviale Relief und gehört also dem Tertiär an. Die jüngere besteht aus Basalten und Andesiten, deren Laven und Tuffe auf dem diluvialen und jetzigen Reliefs liegen; zu ihr gehören die noch tätigen und erloschenen Vulkane der Westkordillere. Während der Faltung an der Grenze von Mesozoikum und Tertiär selbst erfolgte die Intrusion der jungen granitischen Gesteine, die für die Anden so charakteristisch sind. Sie besitzen auch in dem bereisten Gebiet eine große Verbreitung und sind dadurch von besonderem Interesse, daß gebunden an sie, ebenso wie auch an die sauren tertiären Effusivgesteine, geschwefelte Silber- und Kupfererze auftreten. Dabei scheint kein wesentlicher Unterschied in der Art der Erzführung zwischen den rein intrusiven Gesteinen und den effusiven Typen zu bestehen. Diese engen Beziehungen zwischen den Erzgängen und den Massengesteinen in den Anden hat zuerst Steinmann (1910) aus Nordperú und Bolivien beschrieben. In das Mesozoikum fällt die Bildung der mächtigen Porphyritformation, deren Konglomerate, Decken und Tuffe im Aufbau der Westkordillere eine so große Rolle spielen. Die Wechsellagerung mit fossilreichen marinen Ablagerungen legt die Vermutung nahe, daß es sich um submarine Bildungen handelt. An das Ende des Paläozoikums und in den Anfang des Mesozoikums möchte ich schließlich die Bildung jener Serien porphyrischer Gesteine verlegen, die wir am Westabhang der Ostkordillere verschiedentlich in großer Mächtigkeit entwickelt finden. Ich rechne dahin die Porphyrite im O. von Calca und Urobamba und die Gesteine, die den Abhang der Ostkordillere oberhalb Huanta bilden. Durch diese Gesteine wird eine weitere Periode eruptiver Tätigkeit repräsentiert, die im Anschluß an die paläozoische Faltung stattfand. Ihrer effusiven Phase dürften auch die Decken basischer Gesteine in den Schichten des Oberkarbons angehören. Auch Tiefengesteine von paläozoischem Alter fehlen in der Ostkordillere

nicht, wie der Granit von Ollantaytambo, der von Quarzit überlagert wird und große Schollen metamorpher Schiefer einschließt.



In vorstehender Tabelle ist der Versuch gemacht, in großen Zügen die faziellen Beziehungen der Schichten darzustellen, die sich am Aufbau der Gebirge Südperús beteiligen, soweit dies nach den bis jetzt vorliegenden Beobachtungen möglich ist. Über dem intensiv gefalteten älteren Paläozoikum folgt in der Ostkordillere das marine Oberkarbon. Es wird von den mesozoischen Ablagerungen konkordant überlagert, und bis zum Tertiär beobachten wir keine tektonische Diskordanz mehr in der Schichtenfolge. In der Westkordillere fehlt das Karbon in der Gegend von Lircay, und die mesozoischen Sedimente ruhen unmittelbar auf den steil aufgerichteten paläozoischen Schiefern und Grauwacken; wir dürfen daher wohl annehmen, daß wir uns in der Kordillere an der Westküste des Karbonmeeres befinden, das den nördlichen Teil der brasilianischen Masse am Ende des Paläozoikums überflutet hat. Durch das Vorkommen einer typischen Karbonflora in Schiefern der Halbinsel Paracas (Fuchs, 1900) an der Küste von Südperú wird diese Annahme nur bestätigt. Das Mesozoikum beginnt zunächst allenthalben mit gipsführenden Schichten, roten Sandsteinen und Konglomeraten terrestren Ursprungs, die gegen W. in die Porphyritformation übergehen. Als erste marine Einschaltung treffen wir dort mächtige Kalke, die zum größten Teil dem Lias angehören, aber noch bis in den unteren und mittleren Dogger hinaufreichen, der durch Fossilien aus der Gegend von Lircay und

Huancavelica erwiesen ist (Jaworski, 1914). Die marinen Ablagerungen der oberen Trias, die in Nord- und Zentralperú (Cerro de Pasco) nachgewiesen worden sind, fehlen offenbar in Südperú bereits vollkommen; das Triasmeer ist dort weiter im W. zurückgeblieben. An der Grenze des mittleren und oberen Jura fand in den Anden ein allgemeines Zurückweichen des Meeres statt. Die terrestren Ablagerungen des O. greifen in dieser Epoche auch in dem durchreisten Gebiet weit in die Westkordillere hinein und gehen schließlich in die Porphyritformation über. Die neue Meerestransgression beginnt stellenweise erst mit der unteren Kreide. Ins Neocom stelle ich die Exogyrakalke bei der Brücke über den Apurimac. Sie werden dort von einer mächtigen Gipsformation überlagert. Weiter gen NW. ist das Neocom durch einen hellen Quarzsandstein vertreten, der sich durch die ihm eingeschalteten kohlenführenden Schichten und Pflanzenreste als terrestre Ablagerung dokumentiert. Das Neocommeer weicht gen Westen aus, wie die küstennahen Ablagerungen mit eingeschwemmten Pflanzenresten der Umgebung von Lima beweisen (Lissón, 1907). Im Norden treten aber auch im Bereiche der Kordillere wieder marine Ablagerungen des höchsten Jura und der tieferen Kreide auf (Welter, 1913). Gault und mittlere Kreide sind in der Westkordillere des Südens wie überall in Perú marin entwickelt, sie enthalten die bekannte Fauna (Sommermeier, 1910, 1913, Schlagintweit, 1913). Über diesen Schichten folgen jedoch abermals vulkanische Bildungen der Porphyritformation. Die für Nordperú so charakteristischen fossilreichen Ablagerungen der oberen Kreide, des Senon (Brüggen, 1910), sind bis jetzt im S. noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen. Im SO. des Landes trägt die Gipsformation des Apurimac die grauen Kalke von Cuzco und Puno, die teils mariner teils brackischer Entstehung sind. Ihr genaues Alter hat sich durch Fossilien noch nicht feststellen lassen, aber da sie von den Exogyraschichten durch die mächtige Gipsformation getrennt werden, nehme ich an, daß sie der mittleren oder oberen Kreide angehören. Ein gleiches Alter dürften die in ihrer Entstehung ähnlichen Schichten von Potosí in Bolivien und Yavi an der argentinisch-bolivianischen Grenze haben, die der Pucaformation Steinmanns eingeschaltet sind.

Das hier in großen Zügen skizzierte Bild zeigt uns den allmählichen Übergang der terrestrischen mesozoischen Ablagerungen des Ostens in die marinen oder vulkanischen Bildungen des W., wie er für die ganze Kordillere Südamerikas so bezeichnend ist. Im einzelnen bedarf jedoch noch vieles in der Stratigraphie Südperús der Aufklärung und Sicherstellung, die weitere Forschungen hoffentlich recht bald bringen werden.

Literatur.

1842. d'Orbigny, A., Voyage dans L'Amérique méridional, 1826—33., Vol. III, 3 Géologie, 4 Paléontologie et Atlas. Paris.

1861. Forbes, D., On the geology of Bolivia and Southern Peru. Quart. Journ. Geol. Soc. Vol. 17. London.

1874. Raimondi, A., El Perú. Tom. I—III. Lima 1874—79. — Mapa del Peru. Foja 21, 25, 26, 29.

1876. Agassiz, A., Hydrographic sketch of lake Titicaca. Proc. Amer. Acad. Arts a. Scie. N. S. Vol. III. Boston.

1877. Gabb, W. M., Description of a collection of fossils made by Dr. A. Raimondi in Peru. Journ. Acad. Nat. Scie. Philadelphia. N. S. Vol. III.

1881. Steinmann, G., Über Tithon und Kreide in den peruanischen Anden. N. Jahrb. f. Min. Stuttgart.

1883. Brackebusch, L., Estudios sobre la formación petrolifera de Jujuy. Ann. Soc. cient. Argent. Buenos Aires. Tom. I.

1886—90. Ochsenius, C., Über das Alter einzelner Teile der südamerikanischen Anden. Zeitschr. deutsch. geol. Ges., Bd. 38, 39 u. 42. Berlin.

1890. Hettner, A., Über seine Reisen in den Anden von Bolivien und Peru. Verh. Ges. f. Erdk. Bd. XVII. Berlin.

1893/94. Middendorf, E. W., Peru. 3 Bde. Berlin.

1897. Balta, J., Fosiles de Carabaya. Bol. Soc. Geogr. Lima. Tom. VII.

1897. Gerhardt, K., Beitrag zur Kenntnis der Kreideformation in Venezuela und Peru. N. Jahrb. f. Min. Beil. Bd. XI. Stuttgart.

1898. Balta, J., Mas fósiles de Carabaya. Bol. de Minas. Tom. VIII. Lima.

1900. Burckhardt, C., Coupe géologique de la Cordillère entre Las Lajas et Curacautin. Anal. Museo La Plata.

1900. Fuchs, F., Nota sobre el terreno carbonífero de Paracas. Bol. de Minas. Lima.

1901. Newton, E. T., Note on Graptolits from Peru. Geolog. Mag. Ser. 4, Vol. VIII. London.

1902. Raimondi, A., El Perú. Tomo IV. (Estudios mineralógicos y geológicos) Lima.

1904. Steinmann, G., Observaciones geológicas efectuadas desde Lima hasta Chanchamayo. Bol. Cuerpo Ingen. Min. Perú. Nr. 12. Lima.

1904. Steinmann, Hoek und Bistram, Zur Geologie des südöstlichen Boliviens. Zentralbl. f. Min. Stuttgart 1904.

1906. Steinmann, G., Die Entstehung der Kupfererzlagerstätte von Corocoro und verwandter Vorkommnisse in Bolivia. S. A.: aus d. Rosenbusch-Festschrift. Stuttgart.

1906. Dueñas, E., Recursos minerales de Jauja y Huancayo. Bol. Cuerpo Ingen. Min. Nr. 35. Lima.

1907. Dueñas, E., Aspecto minero del departamento del Cuzco. Bol. Cuerpo Ingen. Min. Nr. 53. Lima.

1907. Lissón, C., Contribución á la geología de Lima y sus alrededores. Lima.

1907. Neumann, R., Beiträge zur Kenntnis der Kreideformation in Mittelperu. N. Jahrb. f. Min. usw. Beil.-Bd. XXIV. Stuttgart.

1907. Stille, H., Geologische Studien im Gebiete des Rio Magdalena. v. Koenen-Festschrift. Stuttgart.

1908. Dueñas, E., Fisionomia minera de las provincias de Tayacaja y Huancavelica. Bol. Cuerpo Ingen. Min. Nr. 62. Lima.

1908. Jochamowitz, A., Recursos minerales del departamento de Apurimac. Bol. Cuerpo Ingen. Min. Nr. 58. Lima.

1909. Bowman, I., Physiography of the central Andes. Amer. Journ. Scie., 4 ser. Vol. XXVIII. New Haven, Con.

1910. Brüggen, H., Die Fauna des unteren Senon von Nordperu. N. Jahrb. f. Min. usw. Beil.-Bd. XXX. Stuttgart.
1910. Keidel, H., Die neueren geologischen Ergebnisse der staatlichen geologischen Untersuchungen in Argentinien. Compte Rendu. XIe Congrès Géologique International.
1910. Steinmann, G., Gebirgsbildung und Massengesteine in der Kordillere Südamerikas. Geolog. Rundsch. I. Leipzig.
1910. Steinmann, G., Über gebundene Erzgänge in der Kordillere Südamerikas. Intern. Kongr. Bergw. Düsseldorf.
1910 und 1913. Sommermeier, L., Die Fauna des Aptien und Albien im nördlichen Peru. N. Jahrb. f. Min. usw. Beil.-Bd. XXX. u. XXXVI. Stuttgart.
1911. Hauthal, R., Reisen in Bolivien und Peru. Wissensch. Veröffentl. Ges. f. Erdk. Bd. VII. Leipzig.
1912. Bingham, H., The discovery of prehistoric human remains near Cuzco, Peru. Amer. Journ. Sce. Vol. XXXIII. New Haven, Con.
1913. Lissón, C., Edad de los fósiles peruanos y distribución de sus depósitos en la república. Con mapa paleontólogico del Perú. Lima.
1913. Raimondi, A., El Perú. Tomo V. (Itinerarios geológicos). Lima.
1913. Schlagintweit, O., Die Fauna des Vracon und Cenoman in Perú. N. Jahrb. f. Min. usw. Beil.-Bd. XXXIII. Stuttgart.
1913. Welter, O., Eine Tithonfauna aus Nord-Perú. N. Jahrb. f. Min. usw. Beil.-Bd. Stuttgart.
1914. Bowman, I., Results of an expedition to the central Andes. Amer. Geogr. Soc. Vol. XLVI.
1914. Douglas, I.,A. Geological sections through the Andes of Peru and Bolivia. Quart. Journ. Geolog. Soc. Vol. LXX. London.
1914. Jaworski, E., Beiträge zur Kenntnis des Jura in Südamerika. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. XXXVII. Stuttgart.
1914. Meyer, H. L. F., Carbonfaunen aus Bolivia und Perú. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. XXXVII. Stuttgart.
1914. Sievers, Reise in Peru und Ecuador. Wissensch. Veröff. Ges. f. Erdk. Leipzig. Bd. VIII.

Erläuterungen zu Taf. II—VII.

Taf. II, Fig. 1. Blick von der Höhe westlich Punta Rieles in ONO-Richtung über das Hochland auf den C°. Chorolque, Südbolivien. Am Abfall des Hochplateaus zu dem weiten aufgefüllten Talboden im Vordergrunde des Bildes treten gefaltete Schichten, Tonschiefer und Grauwacken des älteren Paläozoikums zu Tage. Sie tragen auf der Höhe die Rumpffläche, die vorne am Rande des Tales ganz entblößt ist, weiter im Hintergrunde aber von jungvulkanischen Tuffen bedeckt wird. Über ihr erhebt sich, links im Bilde, der C°. Chorolque, 5600 m, dessen breiter Sockel aus paläozoischen Gesteinen besteht, die durch das Aufdringen des tertiären Eruptivgesteins, das die eigentliche Gipfelpyramide des Berges aufbaut, gehoben worden sind. Deutlich ist am Abhang des Berges unterhalb des Gipfels ein altes Firnbecken zu erkennen. Der Chorolque war zur Diluvialzeit das Zentrum einer oder mehrerer lokaler Vereisungen, wie Hauthal (1911) durch Auffinden von Moränen an seinem Fuße nachwies. Der tafelförmige Berg, ganz rechts im Hintergrunde des Bildes, besteht ebenfalls aus jungvulkanischen Bildungen, Lavadecken, die vermutlich zum Chorolque gehören, während am Fuße der sich links anschließenden spitzen Hügel rote Sedimente der Kreide, der Pucaformation, zu Tage treten. S. 145.

Fig. 2. Der südliche Teil des Beckens von Ayacucho, gesehen gegen SO. von den Höhen unmittelbar oberhalb der Stadt. Der Untergrund der langgestreckten Niederung zwischen den Vorbergen der Ostkordillere, links, und denen der West-

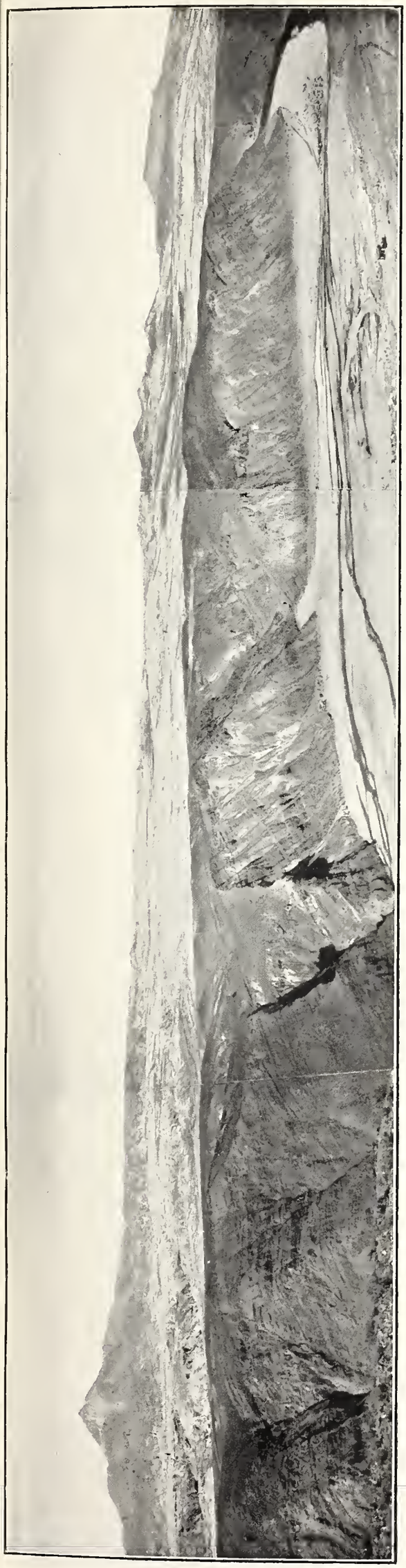


Fig. 1.

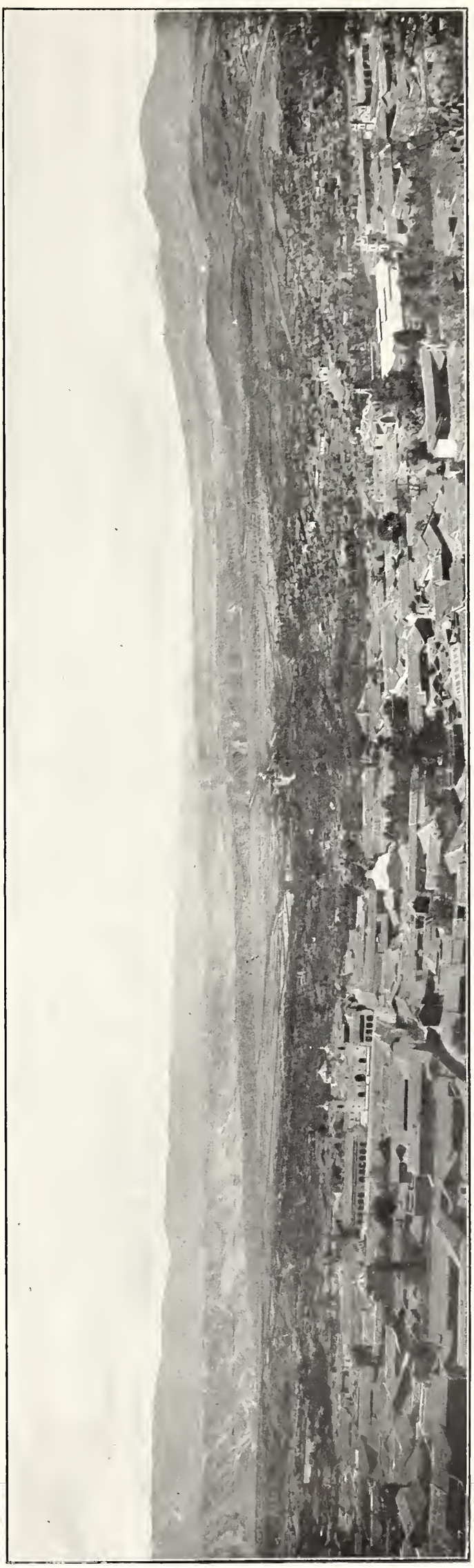


Fig. 2.

BRITISH MUSEUM
G D
NATURAL HISTORY

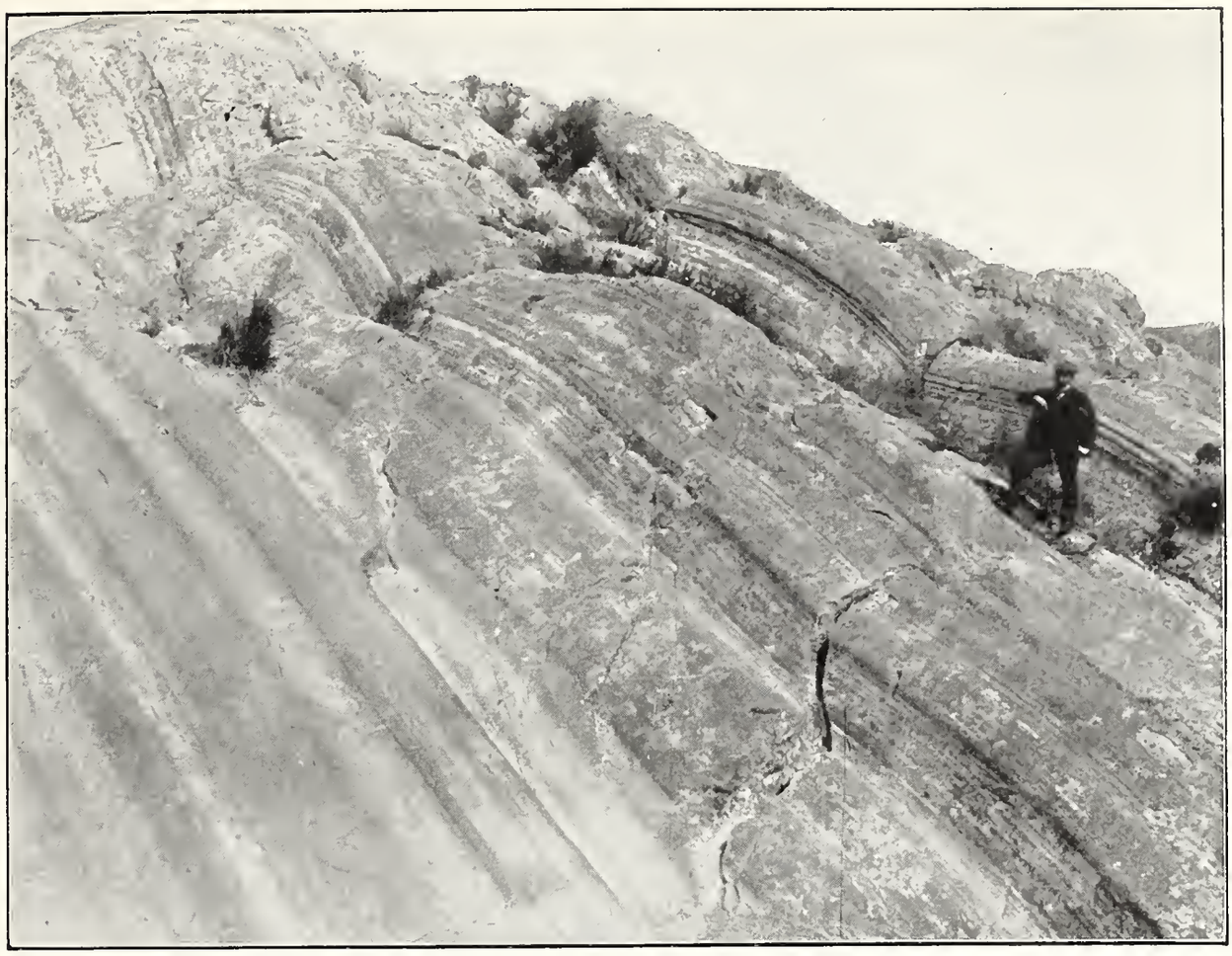


Fig. 1.

Fig. 2.

BRITISH MUSEUM
G D
NATURAL HISTORY

Fig. 1.

Fig. 2.

BRITISH MUSEUM
G D
NATURAL HISTORY

Fig. 1.

Fig. 2

BRITISH MUSEUM
NATURAL HISTORY

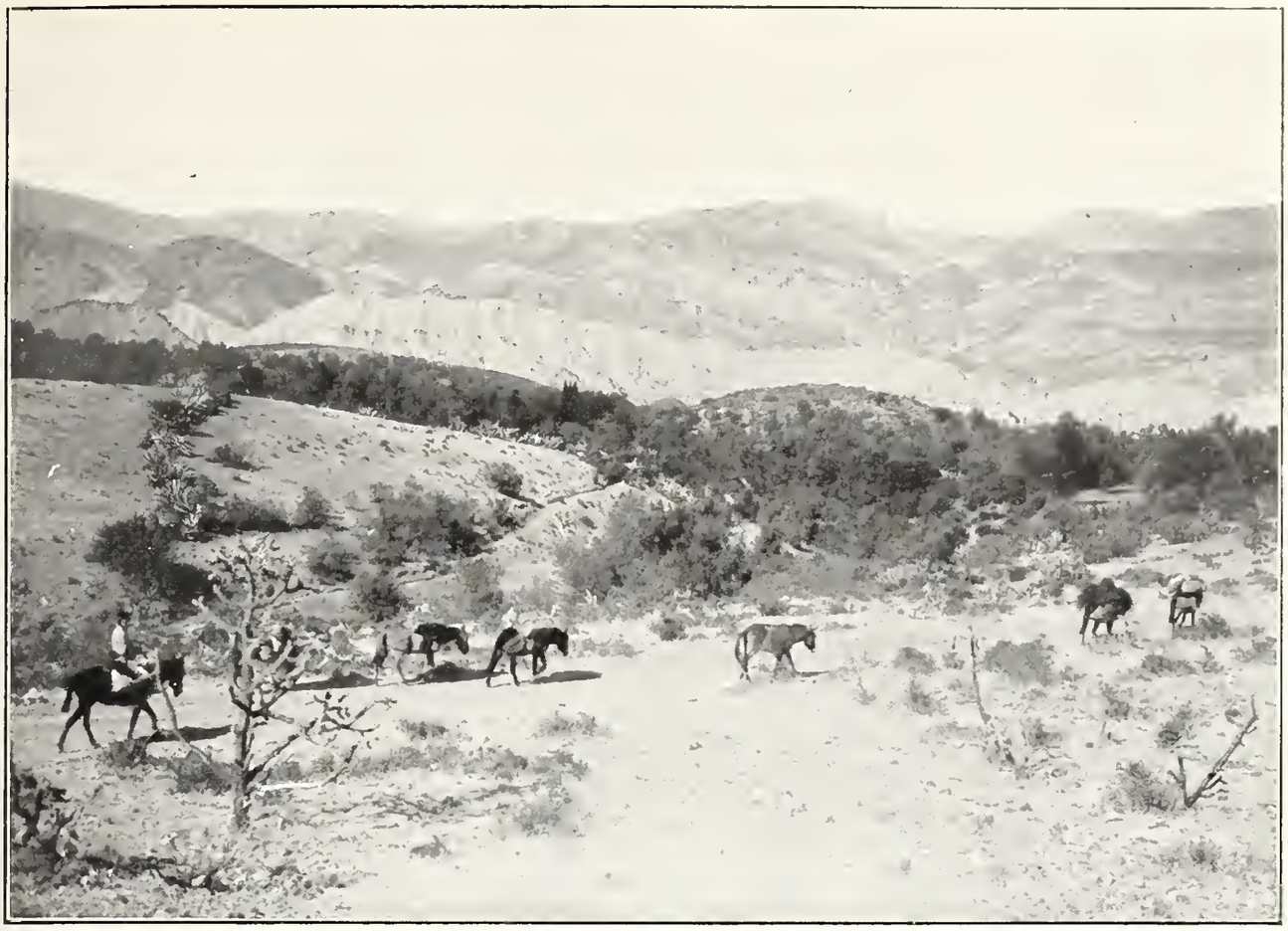
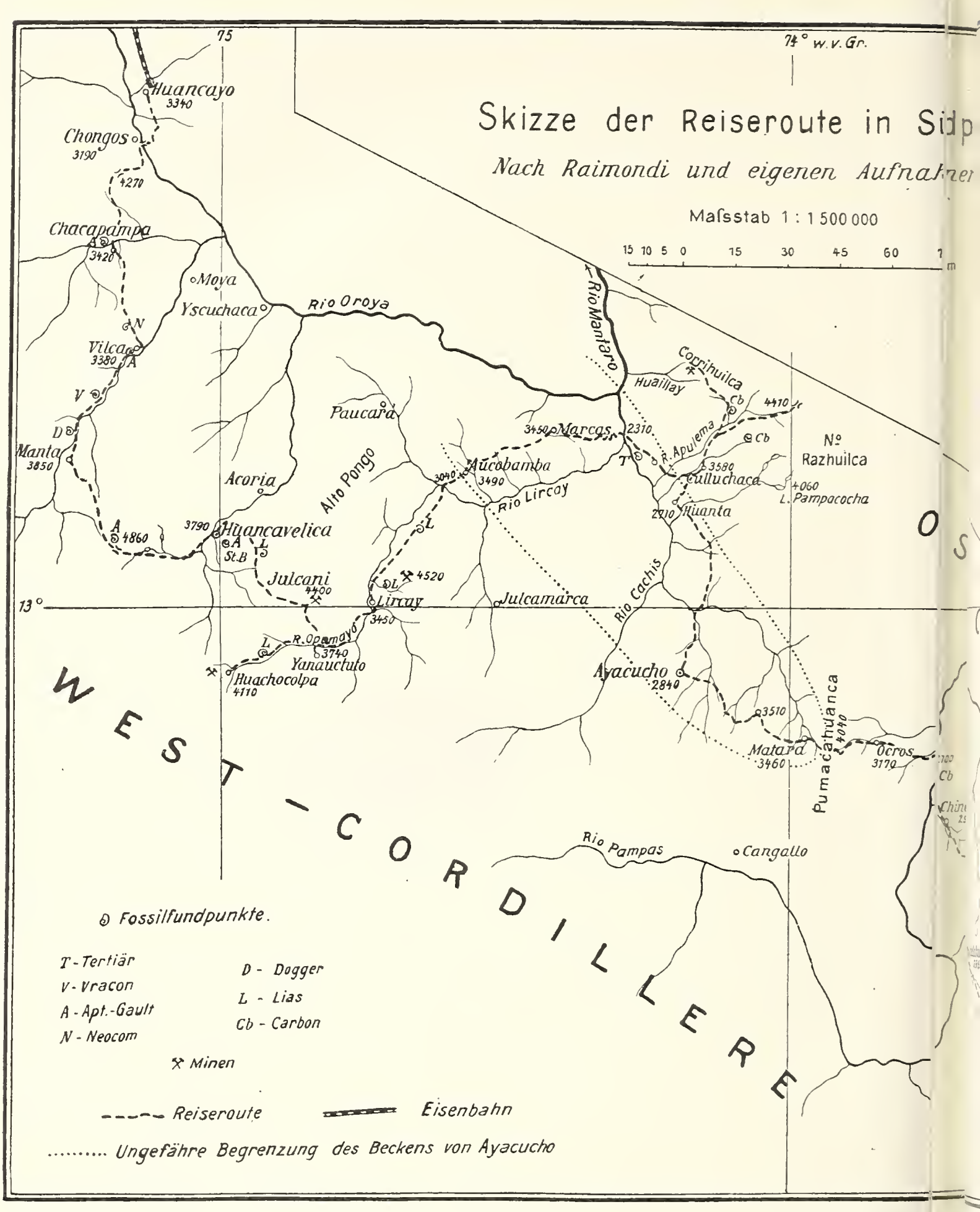


Fig. 1.

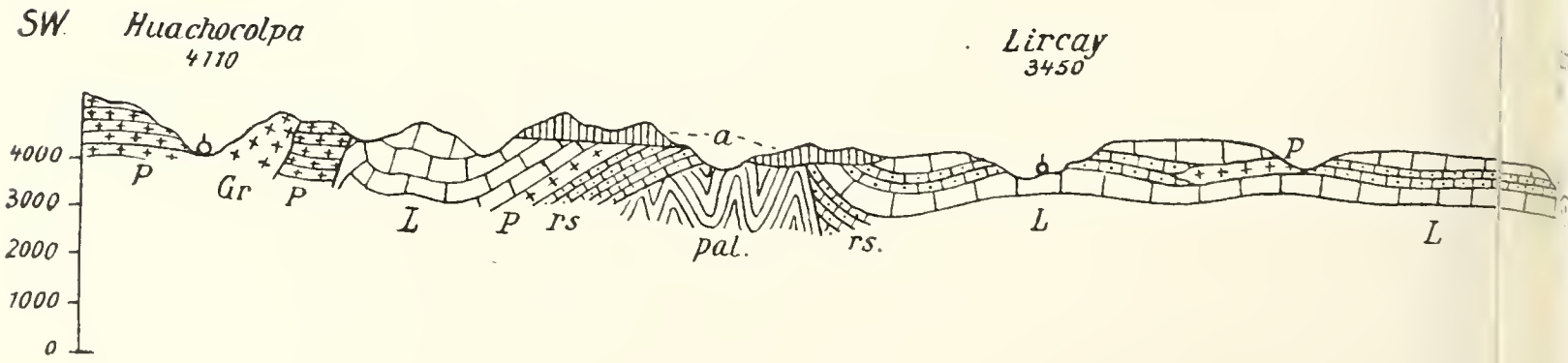
Fig. 2.

BRITISH MUSEUM
G D
NATURAL HISTORY

BRITISH MUSEUM

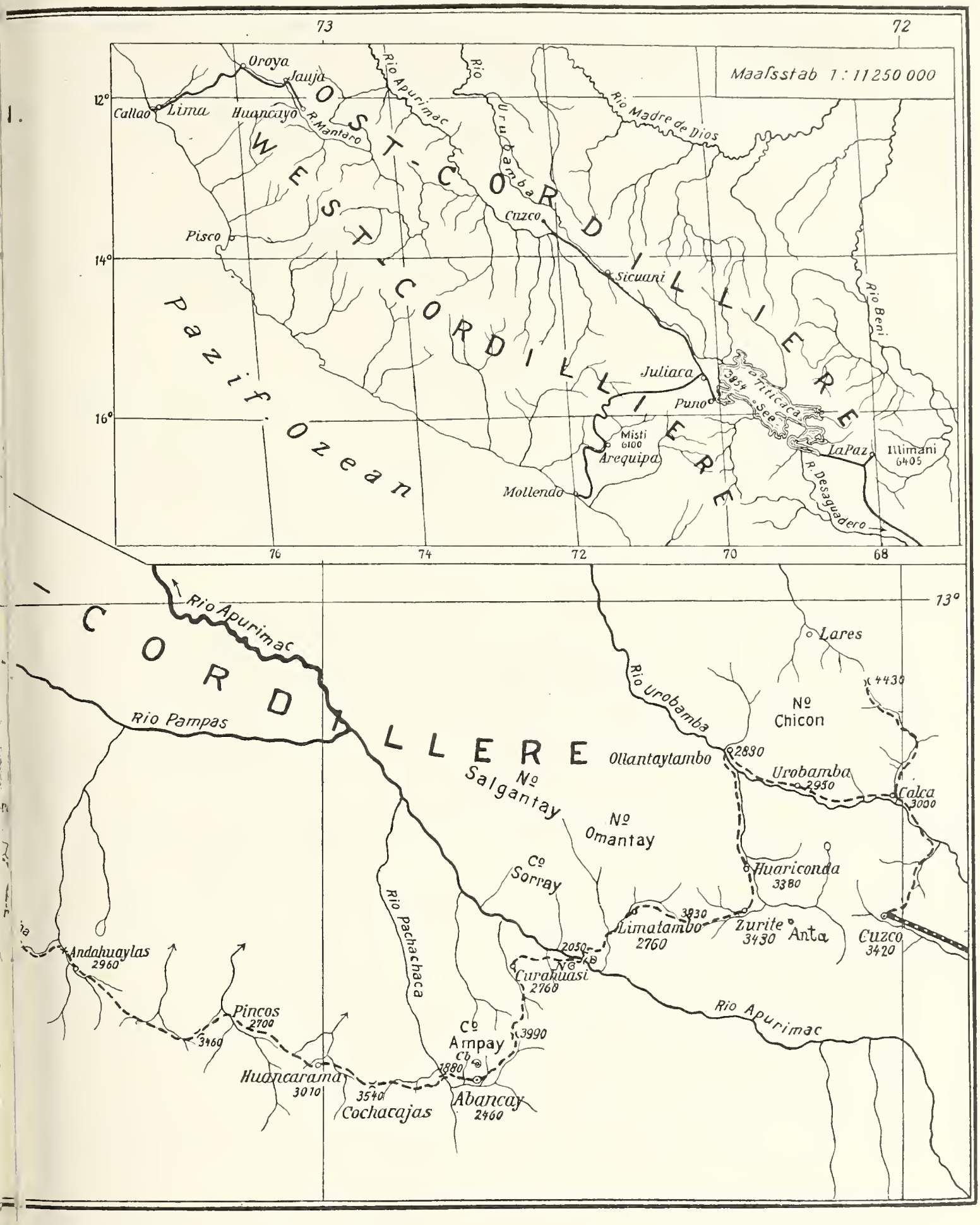

Skizze der Reiseroute in Sidp
Nach Raimondi und eigenen Aufnahmen
Maſsstab 1 : 1 500 000
15 10 5 0 15 30 45 60 m
74° w.v.Gr.
75
13°
Huancayo
3340
Chongos
3190
4270
Chacapampa
3420
Moya
Yscuchaca
Rio Oroya
Vilca
3380
Manta
3850
Paucara
Acoria
Alto Pongo
Huancavelica
3790
4860
St.B
Julcani
4400
Lircay
3450
4520
R. Opamayo
3740
Yanauctuto
Huachocolpa
4110
Rio Mantaro
Corrihuilca
Huaillay
4410
Marcas
3450
2310
R. Apulema
Aucobamba
3490
3040
Rio Lircay
Culluchaca
3580
4060
L. Pampacocha
Huanta
2710
Nº Razhuilca
Julcamarca
Rio Cachis
Ayacucho
2840
3510
Matara
3460
Pumacahuanca
4040
Ocros
3170
Rio Pampas
Cangallo
WEST-CORDILLERE
Fossilfundpunkte.
T - Tertiär
V - Vracon
A - Apt.-Gault
N - Neocom
D - Dogger
L - Lias
Cb - Carbon
Minen
Reiseroute
Eisenbahn
Ungefähre Begrenzung des Beckens von Ayacucho

Fi


SW
Huachocolpa
4110
Lircay
3450
4000
3000
2000
1000
0
P
Gr
P
L
P
rs
a
pal.
rs.
L
P
L

Fi

Gerth.



Verlag von Wilhelm Engelmann in Leipzig.

BRITISH MUSEUM
NATURAL HISTORY

kordillere rechts, besteht aus tertiären und diluvialen Aufschüttungen, deren Oberfläche zu in verschiedenen Niveaus befindlichen Terrassen eingeebnet ist, die in langgestreckte, allmählich gegen die Umgrenzung des Beckens ansteigende Schuttkegel übergehen. Die auffallend gleichmäßige Höhe der Vorberge der Ostkordillere wird bedingt durch die sich auf ihren Höhen ausdehnende Einebnungsfläche. S. 138, 140.

Taf. III, Fig. 1. Der Rodadero bei Cuzco. S. 135.

Fig. 2. Die Pampa von Anta und Zurite (links im Bilde) nordwestlich Cuzco ist eine hochgelegene (3400 m), altdiluviale Aufschüttungsfläche, aus der nur noch einzelne fast reife Bergformen aufragen. S. 137.

Taf. IV, Fig. 1. Die Schneeberge der Ostkordillere, Salgantay- und Omantaygruppe, vom Aufstieg vom Rio Apurimac zum Paß nach Abancay oberhalb Curahuasi. S. 138.

Fig. 2. Blick von der Paßhöhe nach SW. in die Talniederung von Abancay. Abancay liegt auf den mächtigen diluvialen Auffüllungen eines Seitentals des Rio-Pachachaca, dessen quer zur Streichrichtung des Gebirges tief eingegrabene Furche das Bild von links nach rechts durchzieht. Die hellen Flächen auf den Diluvialterrassen im Grunde der Täler sind Zuckerrohranpflanzungen. S. 138.

Taf. V, Fig. 1. Durchbruchstal bei Huancarama gegen NO. gesehen. Besonders deutlich treten in dem Bilde die mächtigen diluvialen Aufschüttungen hervor, die in verschiedenen Niveaus gelegene Terrassenstücke tragen. S. 138.

Fig. 2. Längstal und Durchbruchstal (links im Vordergrunde des Bildes) bei Pincos gegen SO. gesehen. Im Hintergrund die geschlossenen Bergmassen des peruanischen Hochlandes. S. 138.

Taf. VI, Fig. 1. Die Schichten des Beckens von Ayacucho unterhalb Huanta am Rio Cachis. Die dunkle Kuppe links im Bilde ist ein die Sedimente durchbrechender Andesitstock. S. 140.

Fig. 2. Blick von der Paßhöhe Corihuacta am Co. Julcani gegen W. Der in jungvulkanischen Tuffen und Laven ausgekolkte Glazialboden im Vordergrunde des Bildes findet seine Fortsetzung in einer steilen Erosionsschlucht, die zum Rio Opomayo hinunterführt. Dieses tief eingeschnittene Tal durchzieht die Bildmitte von rechts nach links. Auf der anderen Seite des Flusses tritt der Westflügel einer Antiklinale unter den jungvulkanischen Bildungen deutlich hervor. Ihr Kern besteht aus paläozoischen Schichten (*P*), auf die sich zunächst dunkle rote Sandsteine (*S*) und dann die mächtige Kalkserie des Lias (*L*) legen. Den Hintergrund des Bildes nimmt der Kamm der Westkordillere ein, er weist starke Neuschneebedeckung auf. S. 142.

Taf. VII, Fig. 1. Kartenskizze der Reiseroute in Südperú. Die Höhen der Kartenskizze sind nach Aneroidablesungen berechnet auf die beiden Fixpunkte Cuzco und Huancayo, deren Lage durch Eisenbahnnivellement festgelegt ist.

Fig. 2. Querprofil von der Ostkordillere oberhalb Huanta durch den nördlichen Teil des Beckens von Ayacucho bis zur Westkordillere bei Huachocolpa. Maßstab der Länge 1 : 500 000, der Höhe 1 : 250 000. Sil. u. pal. Älteres Paläozoikum, carb. Carbon, d basische Eruptivlager in diesem, gr. p. Granite und Porphyre am Westabhang der Ostkordillere, r. s. dunkelrote Sandsteine an der Basis der Liaskalkserie L., stellenweise in die Porphyritformation P. übergehend, Gr. Andengranit, *x* Schichten des Becken von Ayacucho, *b* Lager eines basaltischen Gesteins in diesen, *t* helle Bimssteintuffe, *a* tertiäre Effusivgesteine. S. 141.

II. Besprechungen.

A. Unter der Schriftleitung der Geologischen Vereinigung.

Die Glazialerscheinungen in Äquatorial- und Südafrika.

Von **Dr. Edwin Hennig.**

(Mit 1 Textfigur.)

Literatur.

1. 1910. Sydney H. Ball und Millard K. Shaler, A central african glacier of triassic age. Journ. of Geol. Bd. 18, S. 681—701, 1 Taf.
2. 1911. O. Stutzer, Über Dwyka-Konglomerat im Lande Katanga, Belgisch-Kongo. Zeitschrift der deutsch. geol. Ges. Bd. 63, S. 626—629.
3. 1912. Grosse, Dwyka-Konglomerat und Karroo-System in Katanga. Zeitschrift der deutsch. geol. Ges., Bd. 64, Monatsber. S. 320—321.
4. 1913. O. Stutzer, Über glaziale Konglomerate im Lande Katanga, Belgisch-Kongo. Zeitschrift d. deutsch. geol. Ges., Bd. 65, Monatsber. S. 114—117.
5. 1913. G. Passau, Note sur les dépots triasiques d'origine glaciaire dans la province orientale (Congo belge). Annales de la société géol. Belgique. Public. relat. au Congo belge et aux régions voisines. Annexe au tome XL des Annales. S. 152—164. (Hierin Hornemann, Bericht.)
6. 1913. Guillemain, Zur Geologie von Katanga. Zeitschrift d. deutsch. geol. Ges., Bd. 65, Monatsber. S. 304—328.
7. 1914. Edwin Hennig, Zur Paläogeographie des afrikanischen Mesozoicums. Branca-Festschrift, vgl. S. 88—92.

Die bergmännische Erforschung und Erschließung Katangas ist in sehr großem Maßstabe durch eine beträchtliche Reihe von Expeditionen ins Werk gesetzt worden, an denen zum Teil ungewöhnlich zahlreiche Europäer beteiligt waren, darunter auch deutsche, belgische, amerikanische und englische Geologen. So konnte hier im innersten Afrika mehr als in sonst einem Teile des Kontinents durch reiche internationale Arbeit die Erkenntnis des geologischen Baus innerhalb weniger Jahre gefördert werden.

Freilich ist das Gebiet des oberen Kongo für die Schaffung einer stratigraphischen Grundlage ein besonders schwieriges Feld. Eine Fülle von Schichtkomplexen ist beteiligt, Fossilfunde geben erst seit kurzem recht geringe Anhaltspunkte, starke fazielle Schwankungen und erhebliche Metamorphosierungsvorgänge im Gefolge wiederholter tektonischer Umwälzungen von beträchtlichem Ausmaße erschweren Vergleiche über größere Strecken hin.

So segensreich gewiß die Zusammenarbeit und der Wettbewerb mehrerer Nationen gewirkt hat, ist doch auch andererseits eine gewisse Zersplitterung der Literatur unvermeidlich gewesen. Und sie fiel hier um so schwerer ins Gewicht, als für den oft mehr als Jahresfrist draußen weilenden Forscher naturgemäß die Verfolgung der Literatur ohnehin erschwert ist. Es ist schlechterdings unmöglich, nach der Heimkehr das Versäumte in allen Einzelwerken und Zeitschriften mehrerer Länder nachzuholen. Dem Einzelnen kann aus dem Übersehen dieser oder jener einschlägigen Arbeit kein Vorwurf erwachsen. Tatsächlich ist denn auch von den im Literaturverzeichnis aufgezählten Autoren nicht einer (Verf. nicht ausgenommen) diesem Schicksal entgangen! Es ist deshalb erforderlich, die betreffenden Beobachtungen und Veröffentlichungen nachträglich miteinander in Einklang zu bringen, bzw. nebeneinander zu ordnen, soweit das ohne Kenntnis des behandelten Landes möglich ist. In meiner angeführten Arbeit habe ich manchen Versuch nach dieser Richtung hin gerade auch für den Kongo unternommen. Für die in mehrfacher Beziehung hochwichtigen und interessanten Beobachtungen über glaziale Ablagerungen in diesem äquatorialen Teile Afrikas bleibt indessen noch manche Frage nicht nur zu beantworten, sondern auch zu formulieren.

Vor nicht viel mehr als fünf Jahren gelangen die ersten derartigen Beobachtungen den beiden Amerikanern Ball und Shaler, die von Juni 1907 bis Juni 1909 die geologischen Erschließungs-Arbeiten der Société Internationale Forestière et Minière du Congo leiteten. Gerade in der Zeit ihrer Abwesenheit, im Jahre 1908, wurde gewissermaßen die erste Epoche der geologischen Erforschung des östlichen Kongogebietes abgeschlossen durch wichtige Zusammenfassungen langjähriger Erfahrungen seitens der ausgezeichneten Kenner des Landes Cornet und Studt. Zusammen mit Buttgenbach veröffentlichten diese die geologische Karte von Katanga; Cornet schuf außerdem den für die Stratigraphie, wie ich seinerzeit ausführte, einschneidenden Begriff der Lualaba-Schichten. Ball und Shaler berücksichtigten die neuere Auffassung Cornets in ihrer 1910 erschienenen Arbeit noch nicht.

Die Fundorte von Ball und Shaler liegen in reicher Zahl zu beiden Seiten des Lualaba (östlicher Hauptquellfluß des Kongo) und einiger Nebenflüsse im Maniema-Gebiete, d. h. in der weiteren Umgebung des Ortes Nyangwe zwischen dem 3. und 5. Grad südlicher Breite. Eine gut orientierende Karte des gesamten Kongo und eine zweite im größeren Maßstabe, die die Fundstellen gut erkennen läßt, sind der amerikanischen Abhandlung beigefügt. Die ausführliche Darstellung mag in Einzelheiten hypothetischen Charakter tragen, ein Zweifel an der glazialen Natur der beobachteten Erscheinungen ist aber kaum möglich. Zwei wohlgeglättete, geschrammte und kantengerundete Geschiebe sind abgebildet. Doch unterscheiden die Autoren streng zwischen Moränenmaterial und einzelnen großen erratischen Blöcken aus Granit, Diorit,

Quarzit usw. in Schiefern aus feinstem Material. Diese Blöcke seien nur verständlich durch Eisbergtransport oder durch Verfrachtung zwischen Baumwurzeln. Fossile Stämme oder sonstige Anzeichen für die

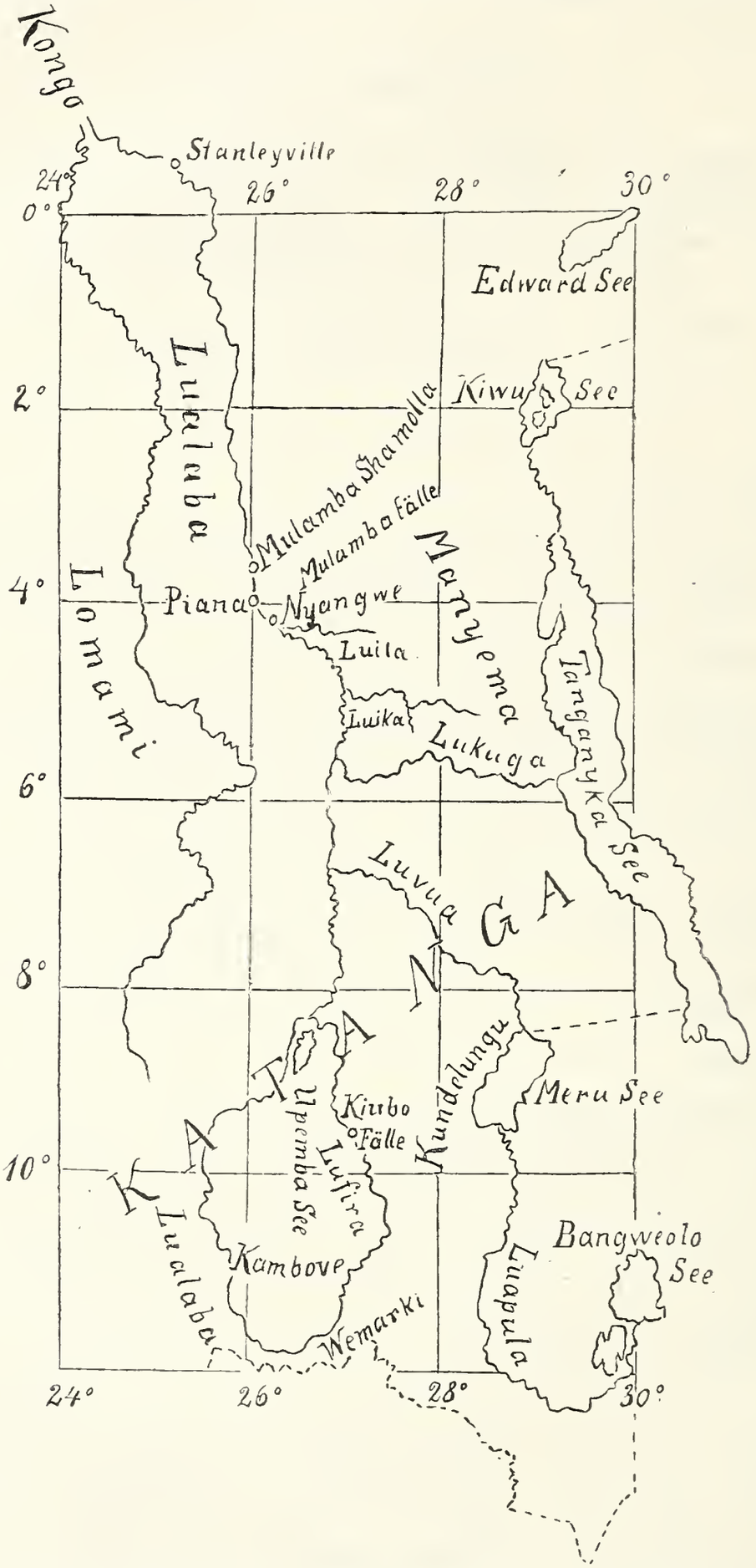


Fig. 1.

zweite Möglichkeit liegen aber in keiner Weise vor. Nach den Schrammungen des Untergrundes, wie sie sich beispielsweise auf gewissen paläozoischen Quarziten am Piana Mulamba-Wasserfall flußabwärts von

Nyangwe finden, geht nach den Verfassern mit aller Deutlichkeit eine S.-N. gerichtete (nicht umgekehrte) Bewegung des Eises hervor. Um so bemerkenswerter muß es erscheinen, daß die fossilen Moränen sich nordwärts weiter erstrecken als die durch Eisdrift verschleppten Blöcke, nämlich bis Mulamba Shamolla, wo freilich die größten Geschiebe nur noch bis zu 6 Zoll Durchmesser aufweisen. Die nördlichste Stelle nachweisbaren Driftmaterials liegt dagegen bei Nyangwe selbst am Einfluß des Luila und in dessen Tale auch weiter aufwärts. Dieser befremdliche Gegensatz soll sich dadurch erklären, daß der Gletscher sich allmählich in dem bereits fjordartig vorgebildeten Lualaba-Tal südwärts zurückzog und allmählich der See der Lubilash-Schichten nachdrängte (schon klimatisch wohl nicht ganz leicht vereinbare Vorstellungen). Da nämlich die Verfasser das inzwischen von Cornet eingeschaltete wichtige System der Lualaba-Schichten noch nicht kennen, vereinigen sie nach der älteren Cornetschen Darstellung die jüngeren Absätze längs dieses Flusses noch mit den das ganze Kongobecken auskleidenden Lubilash-Schichten[1]). Durch die Änderung des Systemnamens wird indessen die Altersbestimmung der Glazialablagerungen nicht betroffen: Im Gegenteil findet sich schon hier, und hier vielleicht folgerichtiger und genauer als später bei Leriche auf Grund gemachter Ostracodenfunde und der paläontologischen Bewertung durch Ulrich die Angabe eines »juratriassischen« Alters der sie enthaltenden Schichten, für das ich ohne Kenntnis der Arbeit ebenfalls eintreten zu müssen glaubte[2]).

---

[1]) Es ist mir vollkommen unverständlich, wie Studt in seiner neuesten und umfassendsten Arbeit (The Geology of Katanga and northern Rhodesia. Trans. Geol. Soc. S.-Afr. Bd. 16, S. 44—106, Taf. V—XV, 1913) die Stratigraphie des Kongobeckens gegenüber allen bisherigen Ergebnissen so gänzlich auf den Kopf stellen konnte. Durchweg erscheinen die Lualaba-Schichten, die von den ursprünglichen Lubilash-Schichten aus deren Basis abgetrennt wurden (Lomami-Schichten bei Cornet) in Tabellen und Text über den Lubilash-Schichten. Cornets genau entgegengesetzte Darlegung hat die zweifellose Priorität für sich und ist nie bisher angestritten worden, ganz im Gegenteil (s. Guillemain). Auch Studt bringt keine Gründe für seine Abänderungen. Während nun Lualaba etwa dem Rhät entspricht, also Lubilash noch jünger ist, erscheint plötzlich auf der höchst schematischen und hypothetischen Karte bei Studt die gesamte Auskleidung des Kongo-Beckens als gleichaltrig mit dem südafrikanischen — Waterberg-Sandstein (etwa Silur-Unterdevon) auf bloße lithologische Übereinstimmungen hin! Riesige, geologisch als ganz unerforscht anzusehende Gebiete werden dabei mit breitem Pinselstrich als Mittelglieder herangezogen. Während also das Kongosystem anfangs für Karroo gehalten wurde und spätere Fossilfunde ergaben, daß höchstens das allerjüngste Karroo als im Alter entsprechend noch in Frage käme, sind hier alle Beziehungen ohne Begründung ins gerade Gegenteil umgedreht! Ich kann diese Arbeit nicht weiter diskutieren, weil ich sie einfach nicht begreife.

[2]) Die Verfasser nehmen ebenfalls um jene Zeit einen großen binnenafrikanischen See an, der das ganze Kongobecken erfüllte, bzw. es vorbildete. Nicht wenig erstaunt und erfreut war ich nach Drucklegung meiner angeführten Arbeit hier eigentlich ohne Anhaltspunkt (die Fische und Phyllopoden sowie die Zugehörigkeit mariner Oolithe waren noch unbekannt!) der fast instinktiv zu nennenden Ver-

Die »Tillite« des Lualaba sind also die Basalkonglomerate des betreffenden Schichtenkomplexes, den wir heute als Lualabaschichten zu bezeichnen haben. Nach der gegebenen Darstellung verzahnen sich nach oben hin die Schieferabsätze des Sees mit dem glazialen Material. Ältere präkambrische und paläozoische Durchragungen werden als Inseln vom See umschlossen worden sein. Starke tektonische Störungen haben indes angeblich die Nachbarschaft späterhin beeinflußt. Während die Basis des Systems in Maniema mit 2000 Fuß, weit westlich am Kasai mit 1550 Fuß Höhe angegeben wird, sollen sich im Luiko-Tale zugehörige Schichten in mehr als der doppelten Höhe, bei 4800 Fuß befinden! Als Nährgebiet des Gletschereises werden weit im Süden gelegene Landstriche angegeben, von denen schon vorher zur Eccazeit (Perm) die Dwyka-Inlandeismassen nach Südafrika hin abgeflossen seien. Wohl wieder eine der Diskussion noch bedürftige Problemstellung.

Zu bemerken wäre noch, daß bei einer die Einwanderung organischer Bewohner in das Lualaba-Binnenbecken erlaubenden Verbindung mit dem offenen Meere die Höhe des Seespiegels und damit der Gletscherzunge nicht allzu hoch angenommen werden kann. Aus diesem Gesichtspunkte wie auch nach der Schilderung des recht beträchtlichen Vereisungsgebietes stehen daher der Annahme eines lokalen Hochgebirgsgletschers beträchtliche Schwierigkeiten entgegen. Man wird vorerst nicht umhin können, sich der scheinbar paradoxen Schlußfolgerung der Autoren anzuschließen, daß hier in Äquatornähe ein kaltes Klima geherrscht habe zu einer Zeit, da in heutigen Polarregionen subtropische Temperaturverhältnisse anzunehmen sind auf Grund der Triasfloren von Spitzbergen und Ostgrönland!

Passau, der August 1909 bis September 1911 in anschließenden Gebieten weilte, und Hornemann, der seit Dezember 1912 als Geologe Erkundungen für die Eisenbahngesellschaft des oberen Kongo vornahm, konnten nur durchaus die Auffassung von der glazialen Natur der Konglomerate bestätigen und neue Fundorte hinzufügen. Hornemann, dessen Bericht vom 31. März 1913 sich bei Passau (in französischer Sprache) wiedergegeben findet, glaubte allerdings (wohl in Unkenntnis der amerikanischen Arbeit) es mit Dwyka-Ablagerungen zu tun zu haben. Gerade aber auch seine Beobachtungen, nach denen das Moränenmaterial z. T. auf Kundelungu-Schichten übergreift, denen jetzt wohl wieder permisches Alter zuzuschreiben ist, liefern Passau neue Beweise für die Bestätigung des triassischen Alters der Maniema-Tillite.

---

mutung zu begegnen: »The Lubilash formation was deposited in a triasic lake of fresh or brackish water, which may have been connected with the ocean.« Freilich schwebt den Verf. ein Ausfluß an Stelle der heutigen Kongomündung, also im Westen, nur in größerer Höhe vor. Die jugendlichen Erosionsformen des Kongo-Durchbruchs wären damit unmöglich zu vereinigen; ich suchte unter anderem deshalb den Ausweg zum Meere über Abessinien nach Osten dem indischen Trias-Ozean zu.

Leider nahm Passau dabei nicht Bezug auf die inzwischen gemachten und in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft veröffentlichten Beobachtungen deutscher Forscher. Nun ist Stutzers Bericht datiert: Koni-Mission, 28. April 1911. Es ist ihm also nicht zu verdenken, wenn er seinerseits von der Ball-Shalerschen Entdeckung noch keine Kunde hatte. Grosses Mitteilung stammt aus Mulangale vom 15. Februar 1912 und konnte naturgemäß die im Dezemberheft der genannten Zeitschrift zum Abdruck gelangten Angaben seines Kollegen ebensowenig benutzen. Auch als Stutzer im November 1912 nach der Rückkehr auf den Gegenstand zurückkam, beide Beobachtungen zusammenfaßte und einen ersten Vorbehalt hinsichtlich der Altersfrage machte, kannte er das Vorkommen vom Lualaba nicht. Selbst Guillemain, der leider inzwischen im Kampfe fürs Vaterland seiner Wissenschaft Entrissene, zitierte in seinem im Mai 1913 durchaus sorgfältig zusammengestellten Literaturverzeichnis zwar eine andere Arbeit von Ball und Shaler, wußte aber offenbar nichts von deren Glazialbeobachtungen. Denn wenn auch das betr. Lualaba-Gebiet nicht unmittelbar zum »Lande Katanga« zu zählen ist, das er im Auge hatte, so wäre für seine klare Diskussion der Stutzer-Grosseschen Beobachtungen zweifellos jene andere von Wichtigkeit gewesen. In der Tat werden die Lualaba-Schichten und ihre Fossilführung erwähnt, und irrtümlich als permisch aufgeführt; denn auch die paläontologischen Daten von Ulrich und Leriche waren Guillemain durchaus entgangen. So kam auch ich bei dem Versuch einer Übersicht über die innerafrikanische Stratigraphie nicht auf den Gedanken, daß ich so Wesentliches übersehen haben könnte, wenn ich auch wenigstens die Altersangaben richtig stellen konnte. Erst bei der weiteren Verfolgung der einmal angeschnittenen Probleme fielen mir nach Drucklegung meiner Arbeit die älteren Angaben in die Hände.

So gingen also mehrere recht gleichartige Entdeckungen und ihre Verwertung in der amerikanischen und belgischen Literatur einerseits, innerhalb der deutschen andererseits ohne jede gegenseitige Kenntnis und Fühlungnahme nebeneinander her. Gewiß ein Beweis für Unzulänglichkeit in der internationalen Organisation unserer geologischen Literatur.

Mit genügender Sicherheit steht dennoch fest, daß die auf beiden Seiten behandelten Phänomene tatsächlich auch recht verschiedenartige Schichtkomplexe betreffen. Ball und Shalers Glazial am Lualaba gehört nicht, wie sie vermeinten, dem Lubilash, sondern den Lualaba-Schichten an, die vielleicht sogar durch Diskordanz von jenen getrennt sind. Gerade deshalb aber bleibt, wie schon gesagt, ihre Altersbestimmung (triassisch) in vollem Umfang zu Recht bestehen. Demgegenüber sind die Tillite (oder Glazialkonglomerate, wie auch hier die Autoren unter dem unmittelbaren Eindruck der Vorkommnisse sich ausdrücken) von Stutzer und Grosse in ihrer stratigraphischen Stellung noch strittig. Jeder glaubte natürlich, alsbald ein Äquivalent des Dwyka

und damit einen ersten festen Stützpunkt zur stratigraphischen Gliederung des ganzen Gebietes vor sich zu haben. Stutzer mußte sich aber bereits selbst dahin berichtigen, daß ein höheres Alter recht wahrscheinlich sei. Er konnte sich dabei nur auf Beobachtungen Studts im südlicheren Katanga und in Nordwest-Rhodesia stützen. Dort sind Glossopteris und kohlenführende Ablagerungen östlich Broken-Hill (Luano-Distrikt) vorhanden, wie ja solcher Einzelbecken bereits ziemlich zahlreiche aus Süd-Rhodesien, Mozambique, Nyassa-Land, Deutsch-Ostafrika und neuerdings am Lukuga-Ausfluß[1]) des Tanganyika auch auf kongolesischem Gebiete selbst festgestellt sind. Sie alle bilden, wenn auch in weitgetrennten Sonderfundorten[2]) auftretend, doch eine deutliche stratigraphische Einheit und sind ohne weiteres dem unteren Karroo des Transvaal[3]), d. h. den permischen Ecca-Schichten[4]) anzugliedern.

Bei Broken-Hill will nun Studt auf dem Umwege über tektonische Beobachtungen feststellen können, daß die Kundelungu-Schichten Katangas älter als jene Perm-Kohlen seien. Da die Kundelungu-Schichten aber ihrerseits die »Kambove-Schichten« und die Kambove-Schichten das Stutzersche Glazialkonglomerat überlagern, so ergäbe sich für letzteres ein recht bedeutend über das Permokarbon hinausgehendes Alter. Somit nahm Stutzer ein gleiches für das von Grosse gefundene Vorkommen an. Doch scheint auch in dieser Verallgemeinerung schon wieder eine irreführende Hypothese zu liegen.

Stutzer machte seine diesbezüglichen Beobachtungen, die er gleichfalls durch photographische Wiedergabe eines deutlich gekritzten Ge-

[1]) Mercenier, Le bassin permien de la Lukuga (Tanganyika). Ann. Soc. géol. Belgique. Public. rél. au Congo belge, Annexe au tome 40, 1913, S. 165—174, Taf. VI—VIII.

[2]) Fast an jeder Stelle ist die Ansicht wiedergekehrt und behauptet sich im ganzen nach aller Diskussion, die Kohlen seien nicht in den meist vorhandenen Senken entstanden, sondern nachträglich durch Grabenbruch versenkt, und so vor der Erosion geschützt worden. Mich dünkt, gerade die Vielheit der Vorkommnisse spreche dagegen. Daß terrestrische, an sumpfigen Stellen entstandene Ablagerungen nicht wie marine Sedimentärdecken das Land weithin gleichmäßig überkleiden können, liegt auf der Hand. Es bliebe also eine merkwürdige Vorliebe tektonischer Senkungsvorgänge für solche Kohlengebiete anzunehmen! Ein sicherer Nachweis des betreffenden Grabenbruchs ist übrigens bisher nur von Bornhardt am Ostufer des Nyassa geliefert worden. Die anderen Gebiete erfordern unbedingt Nachprüfungen in diesem Sinne.

[3]) Gewisse Kohlen des Oranje-Staates gehören dem oberen Karroo, d. h. den Stormberg-Schichten an (Thinnfeldia usw.).

[4]) *Glossopteris* geht bekanntlich auch in die Beaufort-Schichten (mittleres Karroo) hinauf, ist also nicht unbedingt als Leitfossil für Perm anzusprechen. Doch geben an einigen der genannten Stellen Fischreste (*Acrolepis*) und noch sicherer Süßwassermollusken (*Palaeomutela*) weitere Altershinweise in obigem Sinne. Ob ein Kohlenvorkommen von Somkele in Natal mit Recht ins Beaufort gestellt worden ist, mag fraglich erscheinen. Flora und Fauna würden auch dort Zurechnung zum Ecca rechtfertigen. Nur vom letzteren ist m. W. auch das Absinken längst der Ostküste Südafrikas sichergestellt.

schiebes belegt, hauptsächlich am Ufer des Lufira, eines der Quellflüsse des Lualaba, und zwar bei den heißen Salzquellen von Mwashia, konnte freilich einzelne weniger klare Glazialerscheinungen überhaupt zwischen 8—11° südlicher Breite innerhalb Katangas beobachten. Das so umgrenzte Gebiet schließt auch das Kundelungugebirge ein, in dem Grosse ganz entsprechende, gleichfalls anfänglich für Dwyka gehaltene Funde geglückt waren. So lag ja freilich der Gedanke nicht allzunahe, daß die beiderseitigen hauptsächlichsten, auf eine Entfernung von etwa 5 Tagemärschen, bzw. 120 km gelungenen Entdeckungen auch untereinander noch verschiedenaltrige Schichtglieder betreffen könnten. Und doch dürfte Guillemain mit einer solchen Vermutung recht gehabt haben.

Auch er hatte sich aus eigener Anschauung ein Urteil bilden können. Obendrein fügte er zu der reichen Aufklärung seiner nicht wenigen Vorgänger eine, wie es scheint, sehr wichtige Beobachtung. In der sinnverwirrenden Fülle durchweg fossilleerer Gesteinsarten, bei dem raschen und mannigfachen Fazieswechsel innerhalb der einzelnen Schichten, bei der vielfachen Wiederholung gleicher oder sehr ähnlicher Gesteine in verschiedenen Horizonten, endlich bei der starken tektonischen Zerrüttung fast des ganzen Gebietes und den damit im Zusammenhange stehenden, im Grade variierenden Metamorphosen ist ja eine einigermaßen gesicherte Verfolgung von Schichten und Schichtsystemen, eine Vergleichung von Profilen schon bei verhältnismäßig geringer Entfernung ganz ungewöhnlich erschwert, ja schier unmöglich. Da muß denn ein auf größere Erstreckung hin durchhaltender Leithorizont wie ein rettender Ariadnefaden erscheinen. Einen solchen glückte es Guillemain in einem ganz absonderlichen, zugleich auch äußerlich auffallenden Gestein ausfindig zu machen, dessen Entstehung zu verschiedenen Zeiten wohl kaum vorausgesetzt werden kann. Von früheren Autoren war es »Kieseloolith« und »Phtanite oolithique« genannt worden. Auch Guillemain behält diese Bezeichnung bei, die jedoch nach seiner Darlegung am besten ausgemerzt würde. Denn diese lautet: »In einer meist tief schwarz gefärbten, nur bisweilen grauen, heller bläulichen oder bräunlichen, harten amorphen Kieselsubstanz finden sich zahllose runde, meist rein weiße, radialstrahlige (!), ebenfalls vollständig kieselige Gebilde (vielleicht nur sekundär verkieselt), deren Durchmesser schwankt und bisweilen bis zu $^1/_2$ cm anwächst. So entsteht ein mit lauter runden (selten oval oder unregelmäßig geformten) weißen Flecken und Tupfen auf den Bruchflächen besätes schwarzes Gestein.« Wenn auch Guillemain sich vorsichtig und vielleicht in diesem Punkt nicht völlig klar ausdrückt, so muß doch dies Gestein nach Stutzer als ein Glied des Mwashia-[1]) bzw. Kambove-Systems gelten. Jedenfalls aber ist seine Wiederkehr in verschiedener Höhe wohl ziemlich ausgeschlossen.

---

[1]) Besser als Moachia. [Mw. ist ein sehr häufiger Bantu-Anlaut, ch die französische, sh die englische Schreibweise, aber auch die im deutschen Gebiet für den

Unter den vielen bisher beobachteten Konglomeraten (die Cornet wohl irrtümlich sämtlich als Transgressionsgebilde und somit jedenmal als den Beginn einer neuen Sedimenteinheit auffaßte) lassen sich nun, um es hier kurz referierend darzustellen, 2 Gruppen zeitlich trennen, je nachdem dieses typische Gestein in ihnen bereits mit zur Aufarbeitung gelangte oder noch nicht. Das erstere ist zweifellos bei einem glazialen Konglomerat bei Kiombo am Lufira (»etwa 30 km unterhalb der Fälle von Kiubo«) der Fall, das letztere dagegen in dem Glazial Stutzers, wie dieser Autor selbst hervorhebt. Danach ist dieses Stutzersche Vorkommen als älter zu bezeichnen, gleichviel zunächst, wie nun beide sich genauer in die von Cornet und Studt bezeichneten Glieder einfügen mögen.

Bleiben wir einstweilen bei der Darstellung, die Grosse und Stutzer selbst in ihren Mitteilungen hinsichtlich der stratigraphischen Lage gegeben haben, und die Guillemain übersichtlich auf S. 314, etwas abweichend dagegen in seiner Haupttabelle wiedergegeben hat. Danach überlagern das Glazialkonglomerat an Grosses Fundort Gesteine von nahezu 900—1000 m Mächtigkeit, deren oberste 700—800 m die Kundelungu-Schichten darstellen. Diese galten schon früher als Äquivalent der Ecca-Schichten, und Grosse sieht in der basalen Lage seines »Dwyka-Konglomerats« eine vorzügliche Bestätigung dieser Auffassung. Nach der Auffindung von Fossilien in den Lualaba-Schichten, die ihrerseits durch scharfe Diskordanz von den Kundelungu-Schichten geschieden sind, glaubte man, wie ich andernorts darlegte, die Lualaba-Schichten als Perm erklären zu müssen. Für die mächtigen Kundelungu-Sedimente wurde dann zumal angesichts der trennenden Diskordanz der Raum im Permokarbon scheinbar doch etwas knapp. In Wirklichkeit erwiesen sich jene Fossilien als Rhät-Lias-Formen. Rein schematisch würde also für die alte Auffassung doch wieder Platz gewonnen, und ich glaubte mich ihr umsomehr anschließen zu können, als dadurch Übereinstimmung mit den Cornetschen Ergebnissen am unteren Kongo erzielt würde.

Nun wurde aber oben schon das kohlenführende Perm vom Lukuga erwähnt. Seine Beziehungen zu den Kundelungu-Schichten wären vorerst im Felde festzustellen. Das dürfte nicht allzu schwer fallen, da ja allem Anschein nach die Kundelungu-Schichten noch östlich des Tanganyika in jenen viel umstrittenen horizontalen Sandsteinen wiederkehren, denen Tornau, gleichfalls auf dem Felde der Ehre inzwischen

---

entsprechenden Suaheli-Laut übliche]. Die Namen Mwashia und Kambove werden von Guillemain wechselnd gebraucht und sind S. 323 als synonym bezeichnet. Dem steht aber gegenüber, daß auf S. 315 Mwachia-Schichten mit Wemashi-Schichten identifiziert werden und wieder in der Tabelle auf S. 326 ganz richtig nach Stutzers Angaben Wemashi-Schichten unter Kambove-Schichten verzeichnet werden! Soll hier nun Mwashia-Schicht als Glied eines Kambove-Systems erscheinen?

gefallen, den Namen Tanganyika-Formation beigelegt hat. Erwähnt wurde auch, daß Studt — freilich nicht auf direkte Beobachtung gestützt — die Kundelungu-Schichten bereits für älter als jenes Perm erklärte. Möchte ich auch an der theoretischen Möglichkeit zunächst noch festhalten, daß das Grossesche Glazial des Kundelungu-Gebirges sich dereinst mit dem echten südafrikanischen Dwyka im Alter gleichstellen ließe, so sind wir doch von einer Gewißheit, ja selbst Wahrscheinlichkeit in diesem Sinne noch fern genug.

Wesentlich älter als Dwyka muß indessen das Stutzersche Glazial auf jeden Fall sein. Wir haben folgendes schematische Profil für den oberen Kongo einstweilen im Auge zu behalten:

1) Wemashi-Schichten mit Glazial nach Stutzer	altpaläozoisch?
2) Kambove-Schichten	
3) Glazial nach Grosse (Diskordanz?)	gleich Dwyka oder älter.
4) Kundelungu-Schichten	
5) Lualaba-Schichten mit Glazial nach Ball-Shaler (Diskordanz?)	etwa Rhät.
6) Lubilash-Schichten (Diskordanz?)	Jura?

Bei der Größe der jedesmal festgestellten Vereisungsgebiete werden wir kaum an einzelne Lokalgletscher zu denken haben. Immerhin könnten hochgelegene Gebirgssysteme mit reicher Gipfelvergletscherung in Frage kommen. Nur für das jüngste der drei Glaziale scheint nach der Verzahnung mit den in einem weiten, nicht allzu hoch über dem Meeresspiegel befindlichen Binnenbecken abgesetzten Lualaba-Schichten die Heranziehung klimatisch ungünstigerer Verhältnisse einstweilen unerläßlich.

Bei den offenbar sehr weiten Zeitabständen kann man kaum etwa nach Analogie unseres diluvialen Glazials mehrfache Vorstöße einer und derselben Vereisung annehmen. Es sind wohl selbstständige Erscheinungen. Dennoch sucht man natürlich nach der Ursache der merkwürdigen Aufeinanderfolge innerhalb eines zwar recht großen, aber doch geographisch einheitlichen Gebietes. Zur Klärung solcher Fragen fehlt nun aber doch noch zu viel. Wir kennen weder Umfang noch Stromrichtung der beiden tieferen Glaziale, und vor allem stehen noch genauere Analysen des Moränenmaterials und seiner Heimatsorte aus.

Der Blick wird immer auf das südafrikanische Dwyka-Vorkommen und seine noch zu klärenden Beziehungen auf diejenigen des Oberen Kongo gerichtet bleiben. Ich betone erneut, daß hier und da vereinzelte Angaben über Eiswirkung in den Ventersdorp-series, Griquatownseries und im Tafelbergsandstein gemacht worden sind, daß jedoch bisher von wirklichen Glazialerscheinungen, d. h. räumlich ausgedehnten, gleichmäßigen Ablagerungen in jenen Fällen nicht gesprochen werden kann. Indessen ist die Häufung der Fälle in wiederum einander zeitlich sehr

fernstehenden Schichtsystemen und in begrenztem Bezirk wichtig und auffällig. Nachprüfungen sind unbedingt erforderlich. Der Vollständigkeit halber seien zwei weitere afrikanische Vorkommen prädiluvialen Glazials erwähnt, die in Deutschen Schutzgebieten festgestellt wurden: Range[1]) identifizierte sie in Deutsch-Südwest unbedenklich mit dem Dwyka. Wenn auch die Erfahrungen in Katanga zur Vorsicht bei Vergleichung auf nur faziellen Hinweis hin selbst bei so deutlich charakterisierten Entstehungsbedingungen mahnen, ist hier doch der Nachweis der Gleichaltrigkeit durch Fossilfunde erbracht und inzwischen weiterhin bestätigt worden: Eurydesmen, Conularien, Paläoniscus und Mesosaurier haben hier feste Anhaltspunkte zur stratigraphischen Bestimmung geliefert[2]) und lassen erkennen, daß das Glazial vom Rotliegenden überlagert wird. Man darf es also mit dem Entdecker unbedenklich ins Oberkarbon bzw. Permokarbon stellen und insofern den Namen Dwyka hierauf übertragen. Ich habe bei anderer Gelegenheit auf die ungewöhnliche Gleichartigkeit dieses Profils mit der Folge der Talchir-Vereisung und der Invasion des Eurydesmen-Meeres in Indien hingewiesen.

Koert[3]) fand ferner in Togo bei Banjeli eine fossile Grundmoräne in seiner »Buem-Formation«, die hauptsächlich daraufhin, wenn auch mit Vorbehalt, dem Permokarbon zugewiesen wurde. Stratigraphisch ist ihre Stellung mit Sicherheit gekennzeichnet durch die Unterlagerung seitens der kristallinen Schiefer des Togogebirges und die Überlagerung der horizontalen Oti-Schichten. In beiden Fällen besteht deutliche Diskordanz, aber nirgend ist eine sichere Altersfeststellung bisher geglückt. Es ist also nur zu sagen, daß das permokarbone Alter auch durch keinerlei Beobachtung unwahrscheinlich gemacht ist. Die reichlich schematische Notbehelfmethode der Franzosen, in den angrenzenden Gebieten die stark gefalteten und oft metamorphen Schichtsysteme als silurisch und die horizontal lagernden Sedimente, soweit Fossilien nicht dagegen sprechen, als devonisch zu betrachten, kommt ja schon deswegen in Togo nicht in Frage, weil hier 3 tektonisch deutlich getrennte Glieder vorliegen, deren jüngstes (Oti-Formation) mit einigem Rechte der Kreide oder dem Tertiär (terrestrisch?; vergl. Benuëgebiet) zugerechnet wird. Nach dem, was wir nunmehr aus Katanga wissen, kann auch in Togo die Altersfrage der fossilen Grundmoräne nur als durchaus offen bezeichnet werden.

---

[1]) Range, Dwykakonglomerat in Deutsch-Südwest-Afrika. Monatsberichte der Deutsch. Geol. Ges. 1908, S. 64—66.

[2]) Hennig, Über neuere Funde fossiler Fische in Äquatorial- und Südafrika und ihre paläographische Bedeutung. Sitz.-Ber. Ges. naturf. Freunde 1913, S. 311.

[3]) Koert, Das Eisenerzlager von Banjeli in Togo. Mitt. aus den Deutschen Schutzgebieten 1906, S. 113—131 und Erläuterungen zur geol. Karte von Togo Hans Meyer, Das Deutsche Kolonialreich II, 1910.

Nachtrag.

Während der Drucklegung erschien in den Beiträgen zur geol. Erforschung der Deutschen Schutzgebiete (Heft 2, Berlin 1914) Fr. Behrends Abhandlung: »Zur Geologie und Oberflächengestaltung von Nordost-Katanga (Belgisch-Kongo)«. Der Verfasser nimmt darin auch zu einigen der im vorliegenden behandelten Probleme Stellung. Erwähnt sei hier, daß er den Kundelungu-Schichten wieder ein höheres Alter zuweist, indem er sie den Transvaal-Schichten gleichstellt (die aber wesentlich älter sein dürften als Silur-Devon!). Glazialerscheinungen waren im nordöstlichen Katanga nicht festzustellen, vielmehr tritt hier an die Stelle derselben in der Basis der Kundelungu-Schichten ein »echtes im Wasser entstandenes Sediment« (S. 157). Nach deren genannter Altersbestimmung kann Behrend das Glazialkonglomerat nur »einer älteren, bisher in diesem Teile Afrikas nicht bekannten Glazialzeit« zurechnen (S. 163). Wenn er dabei von der Voraussetzung ausgeht, daß das Glazial Stutzers und Grosses ein und dasselbe sei, so wurde im vorhergehenden der Nachweis versucht, daß diese Annahme irrtümlich sei, wie ja schon Guillemain erkannte. Behrends Karte schließt an die von Studt an und ergänzt sie in ausgezeichneter Weise. Das Permokarbon vom Lukago tritt danach leider mit den Kundelungu-Schichten doch nicht in Berührung.

III. Geologische Vereinigung.

Geologische Beobachtungen in den italienischen Teilen des Albigna-Disgraziamassivs.

Von **H. P. Cornelius.**

(Vorgetragen in der Hauptversammlung in Frankfurt a. M. am 9. Januar 1915.)

Vor zwei Jahren hat G. Steinmann[1]) als erster die Ansicht geäußert, daß die gewaltige granitische Masse des Albigna-Disgraziamassivs (zwischen dem Bergell und dem unteren Veltlin) tertiären Alters sei. Einige Beobachtungen, welche ich an der Nordostecke des genannten Massivs anstellen konnte, waren geeignet, diese Ansicht zu bestätigen[2]). In den beiden letztvergangenen Sommern habe ich sodann mit der Detailaufnahme dieses Massivs begonnen, und auf dessen Ost-, Süd- und Westseite eine Reihe von Begehungen ausgeführt, welche mir bereits zu einem ersten Überblick über die Erscheinungen an den Massivrändern verholfen haben. Im folgenden seien die wichtigeren meiner bisherigen Resultate kurz mitgeteilt.

Zunächst müssen wir einen Blick auf die Tektonik der weiteren Umgebung werfen, soweit dieselbe bereits bekannt ist. Das ist noch gar nicht der Fall im Westen, der Umgebung des Piano di Chiavenna; dagegen wenigstens in den Hauptzügen im Osten unseres Massivs, dank den Untersuchungen von R. Staub in der Berninagruppe[3]) und solchen des Verfassers in den südlich anschließenden Gegenden[4]). Dieselben haben ergeben, daß das tiefste tektonische Element in der genannten Region durch die grünen Gesteine von Val Malenco (in der Hauptsache Serpentin) dargestellt wird. Diese Gesteine bilden die Unterlage einer gewaltigen Gneismasse, welche sich im Engadin als kristalliner Kern der rhätischen Decke Graubündens zu erkennen gibt. Sie ist durch den ganzen Südabfall der Berninagruppe zu verfolgen, spannt sich über das Gebiet der grünen Gesteine als flachgewölbter Bogen hinüber[5]) und steht in Verbindung mit der Zone steilgestellter Gneise, welche vom Monte Acquanera (Val Malenco) bis nach Val Masino das Gebiet der grünen Gesteine gegen S. abschließt. Die genannte Zone ist demnach als Wurzel-

---

[1]) G. Steinmann, Die Bedeutung der jüngeren Granite in den Alpen. Geol. Rundschau, IV, 1913, p. 220.

[2]) H. P. Cornelius, Geologische Beobachtungen im Gebiete des Fornogletschers (Engadin). Zentralbl. f. Min. 1913, p. 246.

[3]) R. Staub, Zur Tektonik des Berninagebirges. Vierteljahrschr. naturf. Ges. Zürich 1914, p. 329f.

[4]) Vgl. Zentralbl. f. Min. 1912, p. 632. — Ausführlichere Mitteilungen über die Tektonik des unteren Veltlins werden binnen kurzem an anderer Stelle erscheinen. (Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin; Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. P. 1915. Man vergleiche für das Folgende, besonders auch für den Südost- und Südrand des Albigna-Disgraziamassivs, die jener Arbeit beigegebene tektonische Skizze.)

[5]) Vgl. auch F. Zyndel, Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Neue Folge XII, 1912, p. 25.

zone der rhätischen Decke zu betrachten. — In der Berninagruppe folgt nach Staub über der rhätischen Decke als tiefste ostalpine die Selladecke, von überwiegend massigen Gesteinen, und zwar Monzoniten und Banatiten, aufgebaut. Eine Klippe dieser Decke auf dem Corno delle Ruzze stellt die Verbindung her zu der Masse von Brusio-Val Fontana, in welcher wir ganz dieselben Gesteine in der gleichen tektonischen Situation — unmittelbar über der rhätischen Decke — wieder antreffen. Gegen S. tauchen auch sie steil zur Tiefe und sind in dieser Stellung südlich der rhätischen Wurzelregion bis Monastero (westlich Berbenno im Veltlin) zu verfolgen. Dieser steilstehende Zug monzonitischer usw. Gesteine ist nach dem Gesagten als Wurzelzone der Selladecke aufzufassen. — Die nächsthöheren Decken des Engadins, die Err- und Berninadecke, scheinen im Veltlin keine Fortsetzung zu finden. Dort folgt vielmehr südlich auf die Wurzel der Selladecke eine bunt zusammengesetzte Zone von kristallinen Schiefern, die ihrerseits sicher tektonisch nicht einheitlich, wenn auch bis jetzt noch nicht vollständig auflösbar ist. Ein wichtiges Glied dieser Zone ist die durch das massenhafte Auftreten von Pegmatiten, sowie von Marmoren und Amphiboliten charakterisierte Zone der Tonaleschiefer. Dieselbe gehört sicher dem ostalpinen System an, wie sowohl die tektonische Situation als auch das Auftreten einer vollständigen triadischen Schichtfolge bündner Fazies bei Dubino beweist.

Wir wenden uns jetzt zur Betrachtung der Disgraziamasse selbst. Zunächst sei kurz wiederholt, was in bezug auf dieselbe von Steinmann und mir bereits früher festgestellt wurde: Das wichtigste Intrusivgestein des Massivs ist ein heller, durch die Anwesenheit großer, einsprenglingsartiger Orthoklase porphyrähnlicher Biotitgranit[1]), der im Dünnschliff nur ganz untergeordnet schwache Spuren mechanischer Einwirkungen erkennen läßt; dem auch im großen Verschiebungsflächen durchaus zu fehlen scheinen, so daß ausschließlich die primären Absonderungsklüfte sein Landschaftsbild bestimmen. Alle Gesteine der Umgebung, die mit dem Granit in Berührung kommen, werden von ihm durchbrochen und kontaktmetamorphosiert; und am Fornogletscher läßt sich beobachten, daß auch eine in die grünen Gesteine des Liegenden der rhätischen Decke eingefaltete Gneisschuppe (»Cavloccschuppe«) mit ihrer Unterlage zusammen einheitlich vom Granit abgeschnitten wird, während die von dem letzteren verursachte Kontaktmetamorphose auch noch den Gneiskern der rhätischen Decke betroffen hat. Alle diese Tatsachen wurden dahin gedeutet, daß der Disgraziagranit jünger ist als die großen tektonischen Bewegungen seiner Umgebung.

Nun zur Verfolgung der Ränder der Intrusivmasse auf italienischem Boden. Wir beginnen mit der Gegend südlich des Murettopasses.

Die Terassen auf dem Ostabhang der Kette Monte del Forno—Cima di Rosso bestehen vorwiegend aus den grünen Gesteinen der Unterlage der rhätischen Decke — hauptsächlich Amphibolit, untergeordnet Serpentin, welcher erst östlich von Val Sissone die Oberhand gewinnt. Diese Gesteine stehen im allgemeinen senkrecht und streichen NW. bis NNW. An verschiedenen Stellen sind Biotitgneise eingefaltet, so am Monte del Forno, dessen Gipfelgrat daraus besteht, und in größerer Ausdehnung längs der Talsohle von Alpe della Valle bis etwas südwestlich von Forbicina. Die Grenze dieses Gneises gegen den Amphibolit ist südwestlich der Alpe Vazzeda inferiore im Bachbett vorzüglich aufgeschlossen. Man beobachtet unmittelbar an der Grenze starke Fältelung des Gneises; einzelne langgestreckte Fetzen desselben schwimmen im Amphibolit — Erscheinungen, welche auf eine tektonische Natur der (fast vertikalen) Grenzfläche schließen lassen. Dieser Gneis gehört indessen der über die grünen Gesteine von Val Malenco be-

[1]) Es ist identisch mit dem »Coderagranit« G. vom Raths (Ztsch. deutsch. geol. Ges. 1857) und anderer älterer Beobachter. Dieser Name ist jedoch mißverständlich, da in Val Codera der später zu erwähnende, etwas anders beschaffene Granit von Novate eine wohl noch wichtigere Rolle spielt.

wegten rhätischen Decke höchstens als untere Abspaltung an, indem er weiter östlich (südlich Alpe dell' Oro) nochmals von Serpentin überlagert wird, welcher ihn von jener Decke trennt. In welcher Beziehung er zu derselben oder zu der Cavloccschuppe steht, muß einstweilen dahingestellt bleiben.

Im ganzen parallel der allgemeinen Streichrichtung verläuft die Ostgrenze des Granitmassivs vom SW.-Abhang des Monte del Forno zum Zungenende der Vedretta del Disgrazia. Allein es spalten sich vom Massivrand unzählige Gänge von meist hellem, aplitischem Granit ab — oft 10 und mehr Meter mächtig durchsetzen sie den Amphibolit auf 1—2 km Entfernung vom Massivrand. In unmittelbarer Nachbarschaft des letzteren stehen die größeren Gänge meist steil und annähernd parallel zu ihm; in einiger Entfernung pflegen sie westwärts nach dem Massiv zu einzufallen, aber zahlreiche kleinere spannen sich zwischen den Hauptsträngen zu einem komplizierten Netz. Diese Verhältnisse sind an den ausgedehnten nackten Felspartien der Alpe Sissone und der Val Bona bestens zu beobachten. — Wo die Granitgänge die Amphibolit-Gneisgrenze am Gipfelgrat des Monte del Forno treffen, setzen sie ungestört durch beide Gesteine hindurch, als ob zwischen ihnen eine trennende Fläche gar nicht vorhanden wäre. An der Grenze des Gneises von Alpe Vazzeda hingegen scheint die Durchäderung — nachdem sie schon im Amphibolit westlich davon stark nachgelassen — Halt zu machen: ich fand keine Granitader in dem genannten Gneis, außer — bezeichnend genug — unmittelbar an seiner (tektonischen!) Westgrenze, welcher (am oben erwähnten Aufschluß) bei Alpe Vazzeda inferiore eine Injektionsader von einigen Zentimetern Mächtigkeit folgt.

Was die Kontaktwirkungen des Granits betrifft, so ist höchst wahrscheinlich, wie ich bereits a. a. O. angedeutet habe, der Amphibolit überhaupt als unter Einwirkung der hohen Temperatur des Granits umkristallisiertes Äquivalent der Engadiner Epidotchloritschiefer zu betrachten; in solche sieht man ihn gegen N., am Pizzo Salacina, mit zunehmender Entfernung vom Granit übergehen. Aber unmittelbar am Kontakt findet sich vielfach noch eine sehr viel weitergehende Metamorphose. Sie führt zur Entstehung von sehr wechselvollen, durchaus massigen Bildungen, die im allgemeinen durch sehr bedeutende Korngröße charakterisiert sind — teilweise mit einsprenglingsartigen, mehrere Zentimeter langen Hornblenden; auch Neubildung von Pyroxen kommt dabei vor.

Diese Erscheinungen sind an der von riesigen Aplitgängen durchsetzten Felsecke am Nordende der Vedretta del Disgrazia trefflich zu studieren. An andern Stellen scheint Einschmelzung des Amphibolits vorzukommen; insbesondere findet man im Schutt der Valle Sissone zahlreiche Blöcke, an welchen das allmähliche Verschwimmen des völlig umkristallisierten, massigen Amphibolits gegen den aplitischen Granit eine derartige Deutung nahe legt. — Wahrscheinlich sind auch die in Kontaktnähe im Amphibolit überaus zahlreichen, grobkörnigen Adern mit Granat, Epidot, Pyroxen und anderen Mineralien auf eine (pneumatolytische) Kontaktwirkung zurückzuführen; doch sind diesbezüglich noch weitere Studien nötig.

Von großer Bedeutung ist das Auftreten einer nicht unbedeutenden Scholle von Triasdolomit an der Cima di Vazzeda[1]). Sie scheint flach ostfallend auf dem Granit zu liegen; doch konnte ich leider den Aufstieg zum genannten Gipfel noch nicht ausführen und kann deshalb über die Lagerungsverhältnisse nichts näheres mitteilen. Doch läßt sich das Gestein an heruntergestürzten Blöcken auf der Alpe Sissone untersuchen. Es ist ein meist sehr reiner, ziemlich grobkörniger Dolomitmarmor; gelegentlich beobachtet man pegmatitische Adern darin, in deren Nachbarschaft die Dolomitindividuen eine oft enorme Größe erreichen. Viel häufiger sind feinkörnige, grünliche Adern von (vorherrschend) Diopsid; sie dürften

---

[1]) Das Vorkommnis ist wohl zum erstenmal erwähnt bei H. A. Tanner, Forno-Albigna-Bondasca, Beiträge zur Erschließung der südlichen Bergeller Berge. Basel 1906 (Selbstverlag).

ihre Entstehung ursprünglichen Klüften verdanken, längs welchen SiO_2-zuführende Dämpfe eindringen konnten.

Bevor wir dem Kontakt weiter südwärts folgen, müssen wir ein Gestein betrachten, welches bereits am Nordende der Vedretta del Disgrazia untergeordnet auftritt, in der ganzen südlichen Hälfte unseres Massivs jedoch eine außerordentliche Bedeutung erlangt. Es ist der von Theobald[1]) auf seiner Karte eingetragene, aber von den Amphiboliten am Ostrande des Massivs nicht geschiedene »Hornblendegneis«, welchen später Melzi[2]) petrographisch untersucht und beschrieben hat: ein Gestein von recht wechselvollem Habitus, je nach dem Mengenverhältnis der Gemengteile. Doch sind stets die wichtigsten derselben: Plagioklas, Hornblende, Biotit und Quarz, daneben oft noch Orthoklas, Epidot und Titanit mit freiem Auge erkennbar. Außer den normalen, ziemlich grokbörnigen Varietäten, in welchen manchmal die bis 1 cm und darüber langen Hornblendeindividuen einsprenglingsartig hervortreten, gibt es — in der südlichen Randzone — feinkörnige, arm an Hornblende und reich an Biotit, die ihrerseits durch das Auftreten relativ großer Plagioklase porphyrartige Struktur annehmen. Von besonderer Wichtigkeit sind die Abänderungen mit großen, einsprenglingsartigen Orthoklasen, bei bedeutendem Hornblendegehalt; sie treten in schlierigem Wechsel mit anderen Varietäten auf, z. B. auf der SW.-Seite der Cima d'Arcanzo, wo sie schon Melzi (a. a. O. p. 98) kannte, oder in der obersten Valle dei Ratti, und scheinen einen allmählichen Übergang zum Granit zu vermitteln.

Eine schwache Paralleltextur ist zwar häufig und über große Strecken gleichmäßig wahrzunehmen, sehr oft aber fehlt eine solche gänzlich. Und in den später zu erwähnenden Gängen kann man beobachten, daß sie den Gangrändern parallel orientiert ist. Das weist auf die wenigstens teilweise primäre Natur dieser Schieferung hin. Der auf Grund ihres Vorhandenseins dem Gestein gegebene Name »Hornblendegneis« erscheint somit als irreführend; wir haben dasselbe vielmehr als in der Hauptsache normales Erstarrungsgestein zu betrachten und können es nach dem Mineralbestand als Tonalit bezeichnen.

Mit dieser Auffassung in vollstem Einklang stehen die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung. Dieselbe fügt — von lokalen pyroxenführenden Formen abgesehen, die hier nur beiläufig erwähnt seien — zu den wesentlichen Gemengteilen, welche wir bereits makroskopisch erkennen konnten, keinen neuen hinzu. Dagegen lehrt sie die vollkommene Frische der sämtlichen in Betracht kommenden Mineralien kennen. Besonders hervorzuheben ist dieselbe am Plagioklas. Dieser ist meist als Andesin bestimmbar, doch gelegentlich auch saurer, bis Oligoklas. Zonarstruktur mit normaler Folge ist außer in der porphyrähnlich struierten Randfazies nur schwach entwickelt, dagegen häufig komplizierte Zwillingsbildung nach mehreren Gesetzen gleichzeitig. — Ferner konnte ich stets eine reine Eruptivstruktur feststellen: Biotit als älteste Ausscheidung unter den Hauptgemengteilen; dann Hornblende und Plagioklas mit weitgehendem Übereinandergreifen der Bildungszeiten; Quarz und, wo vorhanden, Orthoklas zuletzt auskristallisiert, als Füllmasse zwischen den übrigen Komponenten. Biotit und Hornblende erscheinen am Kontakt mit dem Quarz oft korrodiert. — Eine eigenartige Rolle spielt der als Übergemengteil konstant, doch in sehr wechselnder Menge vorhandene, blaßgelblich gefärbte und stets stark doppelbrechende Epidot. Während sonst in Eruptivgesteinen dieses Mineral als sekundäre Bildung aufzutreten pflegt — sei es in Form der bekannten besenförmigen Gebilde und filzigen Aggregate, oder auch von größeren einheitlichen Individuen im Plagioklas, sei es als spindel- oder schnurförmige Einschaltungen im Biotit, parallel zu dessen Spaltbarkeit —, findet es sich hier außerordentlich häufig in vollkommen idiomorph begrenzten Individuen im

[1]) Geolog. Karte der Schweiz 1 : 100 000, Blatt XX, 1865.

[2]) G. Melzi, Ricerche geologiche e petrografiche sulla Valle del Masino. Giorn. di Min. etc. del Dott. Sansoni, IV, 1893, p. 89.

Biotit eingeschlossen, während dieselben außerhalb von dessen Umhüllung unregelmäßig zerfressene Formen annehmen. Das ist nicht die Art, in welcher Umwandlungsprodukte aufzutreten pflegen. Dazu kommt die bereits hervorgehobene vollkommene Frische sämtlicher Gesteinsgemengteile, welche die Annahme verbietet, daß irgendeiner derselben — und der Plagioklas am wenigsten — den Stoff für die Bildung des Epidots geliefert haben könnte. So scheint mir die einzige Möglichkeit die, daß der Epidot in unserem Tonalit ein primäres[1]) Mineral, und zwar zu einem sehr frühen Zeitpunkt, noch vor (z. T. auch gleichzeitig mit) dem Biotit aus dem Magma auskristallisiert ist; wogegen es später der restierenden magmatischen Lösung gegenüber bestandunfähig gewordén und deshalb, soweit nicht durch umhüllenden Biotit geschützt, korrodiert worden sein dürfte. Die Möglichkeit einer Bildung von Epidot bei hohen Temperaturen ergibt sich schon aus seinem Vorkommen als primäres Mineral in Kontaktgesteinen (in Paragenese mit Diopsid u. a.), wie ich es z. B. aus dem Oberengadin kenne. Es ist folglich a priori nicht einzusehen, weshalb seine Entstehung direkt aus dem Magma unmöglich sein sollte; immerhin scheint sie einen ausnahmsweisen Fall darzustellen, dessen Bedingungen noch eingehender Erforschung bedürfen.

Zu erwähnen ist noch die fast gänzliche Abwesenheit von Spuren dynamischer Einwirkungen in der großen Mehrzahl der von mir untersuchten Dünnschliffe. Nur schwach undulöse Auslöschung des Quarzes kommt einigermaßen häufig vor.

Weitere Beweise für die intrusive Natur unseres Tonalits sowie Anhaltspunkte für die Bestimmung der Zeit seiner Intrusion wird uns die weitere Verfolgung der Kontaktverhältnisse liefern, zu welcher wir uns nunmehr wiederum wenden.

Leider bin ich zur Zeit außerstande, über die größtenteils unter Eis begrabene Strecke von dem Zungenende der Vedretta del Disgrazia bis zum Piano di Preda rossa irgendwelche neue Beobachtungen mitzuteilen. Nach Melzi steht am Gipfelaufbau des Monte Disgrazia im Kontakt mit Malencoserpentin ein »gneiss biotitico-anfibolico« an, in welchem wir eine (auch sonst vorkommende) hornblendearme Randfazies des Tonalits zu sehen berechtigt sind, umsomehr als auch nach Melzis Zeugnis (a. a. O. S. 118) reine Eruptivstruktur — Quarz als Füllmasse! — zu bestehen scheint, trotz Schieferung. — Am Piano di Preda rossa setzen meine eigenen Beobachtungen wiederum ein. Entlang dem Ostrande dieses ebenen Talbodens verläuft, NNO.—SSW. bei saigerer Stellung, die Tonalitgrenze. Die Corni Bruciati und ihr Ausläufer, der Sasso arso, bestehen aus Serpentin. Südlich des letzteren treffen wir in Val Scermendone steilgestellte Gneise, die (vgl. oben S. 166) als Wurzelzone der rhätischen Decke betrachtet werden müssen. Sie streichen ungefähr ostwestlich; auf der SW.-Seite des Sasso arso jedoch schwenkt ein Teil von ihnen plötzlich zu NNO.-Streichen um, den Serpentin jenes Berges von W. her umschließend; zwischen das letztere Gestein und den Tonalit schiebt sich dieser Gneis hinein als etwa 200 m mächtiger, gegen NNO. spitz zulaufender Keil, der die Terrasse auf der Ostseite des Piano di Preda rossa aufbaut. Ein in Linsen aufgelöster Zug von Triasmarmor, der in den Gneis eingeklemmt ist (nicht im Serpentin, wie auf Melzis Karte a. a. O. eingezeichnet!), macht die Schwenkung mit; er gehört vermutlich der langen, wenngleich vielfach unterbrochenen Reihe triadischer Vorkommnisse an, welche den Nordrand der Wurzelzone der rhätischen Decke begleiten. Auch Einlagerungen von Amphibolit treten in diesem Gneis auf. Bis an

[1]) Auch Melzi, der freilich von der eruptiven Entstehung unseres Tonalits nichts wußte, spricht sich (a. a. O. S. 113) für die primäre Natur eines Teils des Epidots aus. — Von manchen Seiten (E. Weinschenk insbesondere) wird bekanntlich eine primär magmatische Entstehung der Aggregate von Epidotmineralien behauptet, welche so häufig das Innere der Plagioklase erfüllen. Zu den anderen Einwänden, welche sich gegen diese Annahme vorbringen lassen, gesellt sich somit auch die große Verschiedenheit der obigen Aggregate von dem in unserem Falle vorliegenden primären Epidot.

die Grenze gegen den Serpentin setzen in dem erwähnten Keil einzelne tonalitische Adern auf, welche auch stellenweise in die triadischen Gesteine hineindringen. Die letzteren sind teils völlig in Kalksilikatfels umgewandelt, teils von grünlichen Amphiboladern durchsetzt, teils unregelmäßig mit allerlei Mineralien durchsprengt. Das letztere ist besonders der Fall an dem Steilabfall unter dem Piano di Preda rossa, wo der Marmor unter anderem Mineralien der Humitgruppe, sowie Zinkblende in z. T. wohlausgebildeten Kristallen enthält. Das weist auf eine pneumatolytische Stoffzufuhr hin.

Es liegt nahe, das anormale, der Tonalitgrenze folgende Streichen für eine direkte Folge der mechanischen Einwirkung der Intrusion anzusprechen.

Im ganzen Bereich von Val Masino steht der Tonalit in Kontakt mit Biotitgneisen, welche den auch von Melzi a. a. O. gebrauchten Lokalnamen »Beola« führen. Dazu gehört auch schon der eben genannte Gneis von Preda rossa.

Diese Gneise sind größtenteils granitischer Abkunft, mit großen Orthoklasaugen und regelmäßiger Lagentextur; mehr untergeordnet finden sich daneben auch wahrscheinlich sedimentogene Typen, mit größerem Biotitgehalt und mehr schuppiger Textur. Diese Gesteine gehören tektonisch zur Wurzelregion der rhätischen Decke; von deren normalen Gneisen und Phylliten unterscheiden sie sich durch das reichliche Auftreten von Biotit, sowie durch stärker kristalline Entwicklung und fast gänzliches Fehlen mechanischer Zertrümmerung. Diese Erscheinungen sprechen dafür, daß die Metamorphose der »Beola« bei höherer Temperatur stattgefunden hat, als im Falle der weiter östlich anschließenden Gneise; und es liegt nahe, für die notwendige Wärmezufuhr die benachbarte große Intrusivmasse verantwortlich zu machen. Indessen ist immerhin zu bemerken, daß Gesteine, welche der »Beola« im wesentlichen gleichen, noch in recht bedeutender Entfernung (3—4 km) von der Tonalitgrenze vorkommen. Sehr bezeichnend sind die Erscheinungen, welche in unmittelbarer Nachbarschaft der letzteren auftreten. Dieselbe verläuft vom Piano di Preda rossa zur SO.-Ecke des Monte Spluga, ungefähr NO.—SW., und schneidet also unter spitzem Winkel die nahe O—W. streichenden Gesteine der »Beola«. Deren Schieferung schmiegt sich unmittelbar an der Tonalitgrenze im allgemeinen dem Streichen der letzteren an; wird aber häufig auf kurze Strecken vom Tonalit quer abgeschnitten, von welchem alsdann einzelne schmale Apophysen einige Meter weit ins Nebengestein parallel zu dessen Schieferung eindringen. Mit dem letzteren vollzieht sich bei Annäherung an den Kontakt, in etwa 100—200 m Abstand von demselben eine auffallende petrographische Änderung: Die sonst so regelmäßige Schieferung verwischt sich und macht einem unruhigen, undeutlich streifigen Gefüge Platz, bei im allgemeinen recht feinem Korn; gleichzeitig verschwinden meistens auch die Orthoklasaugen, und mikroskopisch ist die Anwesenheit schöner Kontaktstrukturen oft nachzuweisen. Dazu tritt schwarzgrüne Hornblende ein, welche sonst den Gesteinen der »Beola« gänzlich zu fehlen pflegt, oft schon makroskopisch sichtbar; ihre optischen Eigenschaften sind dieselben wie die der Hornblende im Tonalit. Auch Anreicherung von Plagioklas kommt vor. Es scheint demnach hier eine sehr intensive, mit Stoffwanderungen verknüpfte Kontaktmetamorphose stattgefunden zu haben. — Die Grenze gegen den Tonalit bleibt dabei fast stets vollkommen scharf.

Bemerkt zu werden verdient noch das Vorkommen einer kleinen Linse von Marmor, wahrscheinlich mesozoischen Alters, am Gehänge oberhalb Cevo, etwa einen Kilometer von der Tonalitgrenze. Von der ungewöhnlich starken (im Verhältnis zu anderen mesozoischen Gesteinen der rhätischen Decke) Kristallinität abgesehen, zeigt das Gestein jedoch keine Anzeichen von Kontaktmetamorphose.

Südlich von Cevo ist die Grenze der rhätischen Decke gegen die ostalpinen zu suchen; genau anzugeben ist sie einstweilen nicht wegen der besonders innerhalb des Kontakthofs großen Übereinstimmung der kristallinen Schiefer zu beiden Seiten, und da die Monzonite der Selladecke, welche weiter östlich eine Scheidung bequem ermöglichen, gegen W. auskeilen. Allein so viel ist sicher, daß die Gesteine,

mit welchen der Tonalit auf dem Gehänge über Caspano und von dort gegen W. in Kontakt tritt, der ostalpinen Wurzelzone angehören. — Es sind vorwaltend sedimentogene Biotitgneise, reichlich durchädert mit (meist stark sekundär geschieferten) Pegmatiten; Einlagerungen von Augengneis, von Amphibolit, von Marmor sind häufig, wenngleich gewöhnlich nicht mächtiger als höchstens wenige Meter. Das ist die typische Zusammensetzung der Zone der Tonaleschiefer. Alle ihre genannten Gesteine treten in den Kontakthof des Tonalits ein. Die Grenze des letzteren folgt auf dem Südabhang der Kette des Monte Spluga im ganzen dem Streichen der Schichten bei steilem nördlichen Einfallen; und auch im Detail herrscht für gewöhnlich Konkordanz mit dem Nebengestein. Westlich vom Vallone di S. Giovanni (dem großen Tobel, das bei Traona mündet) beobachtet man fast an allen Aufschlüssen der Tonalitgrenze ausgezeichneten Schollenkontakt, indem zahlreiche Gänge von porphyrischem Tonalit in die Schiefer (ebenfalls meist konkordant, doch nicht selten auch durchgreifend) eindringen.

Die Mächtigkeit des Kontakthofes scheint auf der ganzen Strecke von Val Masino bis zum Comersee nicht bedeutend. Dabei ist aber zu berücksichtigen, daß die Gesteine der Tonalezone schon an sich durch die Pegmatite (welche viel älter sind als der Tonalit und nie in ihn hineinsetzen!) kontaktmetamorph und stark kristallin sind, die wahre Grenze des Kontakthofs des Tonalits also kaum feststellbar ist. Immerhin macht sich die Einwirkung des letzteren in unzweifelhafter Weise bemerklich, indem es in den Biotitgneisen zur Ausbildung relativ großer, in keiner Weise gesetzmäßig orientierter Glimmerblätter kommt, welche dem Gestein ein sehr charakteristisches Gepräge verleihen. Diese Umwandlungserscheinung beobachtet man bis höchstens etwa 100 m Entfernung vom Kontakt. Die Amphibolite zeigen im Kontakthof äußerst mannigfaltige Umwandlungserscheinungen, auf welche ich hier nicht näher eingehen kann. Die Marmore werden meist in Kalksilikatfelse umgewandelt. Auch an den Pegmatiten zeigen sich die Wirkungen der Kontaktmetamorphose: in der Ausheilung der kataklastischen Erscheinungen und dem Entstehen kristalloblastischer Struktur — ein Vorgang, der sich noch beträchtlich über die Grenze der mikroskopisch sichtbaren Kontaktwirkungen hinaus geltend macht. — Unmittelbar am Kontakt kommt es auch zu Injektionsvorgängen, die sich teils in gleichmäßiger Durchtränkung mit tonalitischem Material, häufiger in Imprägnation mit Feldspat äußern. Im letzteren Falle beobachtet man im Dünnschliff prachtvoll zonarstruierte, einsprenglingsartige Plagioklase innerhalb eines rein kristalloblastisch struierten, biotitreichen Grundgewebes. Die räumliche Ausdehnung dieser Erscheinungen ist jedoch eine äußerst beschränkte.

Wir wenden uns nun zur Betrachtung der Westseite der Berge von Valle dei Ratti und Val Codera. Deren geologische Erforschung ist sehr erschwert durch ihre furchtbare Wildheit, sowie die großen Höhendifferenzen, und nicht ungefährlich infolge der Spionenfurcht der Grenzsoldaten; ich kann mich deshalb erst über die Hauptzüge im Aufbau dieser Gegend äußern.

Der Tonalit von Val Masino setzt die ganze Kette des Monte Spluga zusammen; an deren Westende noch etwa 2 km breit, verbreitert er sich gegen O. keilförmig und schließt in der obersten Valle dei Ratti mit dem Disgraziagranit zusammen. Dieser baut in normaler Ausbildung die ganze Kette auf, welche Val Codera im Osten abschließt, bis zum Sasso Manduino. Auf dem Westabfall dieses Berges und in der Umgebung von Novate Mezzola treffen wir einen anderen Granit, über dessen Verhältnis zum Disgraziagranit ich noch nichts Sicheres feststellen konnte. Dieser Granit von Novate ist ein im allgemeinen heller Zweiglimmergranit, von ziemlich feinem und gewöhnlich gleichmäßigem Korn; nur selten ist eine Neigung der Orthoklase zu einsprenglingsartiger Ausbildung zu konstatieren. Eine schwache Paralleltextur ist manchmal wahrzunehmen; doch zeigt das Mikroskop auch hier stets reine Granitstruktur, und in Bezug auf Frische der Feldspate unterscheidet sich das Gestein ebenso vollkommen wie der Disgraziagranit von den alten Graniten

des Engadins und Veltlins. Das deutet im Verein mit der Absonderung nach Kontraktionsklüften, welche, genau wie im Disgraziagranit, von tektonischen Verschiebungsflächen unbeeinflußt erhalten ist, darauf hin, daß ebenso wie der letztere, auch der Granit von Novate jünger als die hauptsächlichen tektonischen Bewegungen ist. Weitere Beweise hierfür werden wir gleich kennen lernen.

Die Gesteine, welche sich sowohl zwischen den Tonalit des Monte Spluga und den Granit von Novate einschieben, als auch den letzteren, sowie den Disgraziagranit in Val Codera umhüllen und die Kette nördlich des genannten Tales aufbauen, sind weitaus überwiegend Gneise — wahrscheinlich teils eruptiven, teils sedimentären Ursprungs, was sich zur Zeit noch sehr mangelhaft übersehen läßt. Sie stehen zumeist senkrecht; in der Kette nördlich Val Codera nehmen sie ziemlich steiles (50—60°) Fallen gegen N. an. Eingelagert trifft man an zahlreichen Stellen Amphibolite; so südlich von Verceja eine ganze Reihe von geringmächtigen Vorkommnissen; ebenso in mehreren, anscheinend zusammenhängenden Zügen auf der Nordseite von Val Codera. Dort ist auch Serpentin bzw. Peridotit damit vergesellschaftet. Südlich von Verceja fand ich auch eine Einlagerung von Kalksilikatgesteinen. — Im Norden schließt der Serpentin und Amphibolit von Chiavenna den Bereich der genannten Gesteine ab.

Was dieser ganze Komplex tektonisch bedeutet, können wir zur Zeit nur vermuten. Höchstwahrscheinlich sind in ihm die Fortsetzungen von sehr verschiedenen tektonischen Elementen verborgen. Vielleicht ist sein südlichster Abschnitt noch zur ostalpinen Wurzelzone zu rechnen; die Häufung von Amphiboliteinlagerungen südlich von Verecja erinnert stark an ähnliche Erscheinungen in der Tonalezone. Weiter nördlich haben wir eine Fortsetzung der Wurzelzone der rhätischen Decke zu erwarten, endlich noch die Wurzeln der Suretta- und vielleicht auch der Tambodecke, in deren Liegendes der Serpentin von Chiavenna vermutlich gehören dürfte. Vielleicht wird sich einmal eine der Amphibolit- und Peridotitzonen von Val Codera als tektonische Fortsetzung der grünen Gesteine von Val Malenco erkennen lassen und mit ihrer Hilfe eine tektonische Gliederung des ganzen Gneiskomplexes möglich werden.

Nun wenden wir uns zur Betrachtung der Kontaktverhältnisse. Da kann gleich das Ergebnis vorausgeschickt werden, daß zwischen dem Tonalit des Monte Spluga und dem Serpentin von Chiavenna sozusagen alle Gesteine als kontakt- oder injektionsmetamorph betrachtet werden müssen. Das gilt schon in relativ geringem Grade von den Gneisen und Amphiboliten unmittelbar nördlich des Tonalits; in weitaus verstärktem Maße aber von der Zone, welche wir von ihnen ausgehend bei Annäherung an den Granit von Novate durchschreiten. Der Gneis dieser Zone ist durchschwärmt von zahllosen Gängen von hellem aplitischem Granit oder von Pegmatit, von welchen die größeren meist flach nördlich, nach dem Granitmassiv zu, einfallen. Sie durchschneiden quer die Schieferung des Gneises, aber parallel zu derselben geben sie zahllose feine Äderchen in letzteren ab, so daß man ihn als Injektionsgneis bezeichnen muß. Noch weiter nördlich, z. B. an der Straße zwischen Verceja und Campo, beobachten wir bereits zusammenhängend Granit, welcher aber zahlreiche Schollen von hochgradig injiziertem Gneis umschließt.

Auch im Inneren enthält das Granitmassiv von Novate zahlreiche fremde Einschlüsse, so von Amphibolit und Peridotit an der Straße zwischen Novate und Riva. In besonders großem Maßstabe aber trifft man darin (z. B. beim Aufstieg nach Val Codera) Schollen eines schwach quarzführenden Hornblendeglimmerdiorits.

Noch weit intensiveren Injektionserscheinungen als auf der Südseite begegnen wir auf der Nordseite des Granitmassivs von Novate. Dort erstreckt sich vom SW.-Abfall des Pizzo Prata nach Val Codera hinüber und längs der Sohle dieses Tals bis gegen dessen oberes Ende eine Zone von Mischgesteinen; bis mehrere Kilometer breit, umhüllt sie einheitlich den Granit von Novate und den Disgrazia-

granit im Hintergrund des Tales. In dieser Mischgesteinszone treffen wir in buntem Wechsel einerseits reine Granite, anderseits texturell unveränderte Gneise und hornfelsartige Gesteine. Diese beiden Extreme sind aber gewöhnlich nicht scharf gegen einander abgegrenzt, sondern gehen durch alle möglichen Mischprodukte in einander über. Da finden sich Typen, bei welchen feinschieferiges Gneismaterial mit meist fluidalem Granit in zentimeterbreiten, unscharf abgegrenzten Bändern wechselt; beide sind oft in wirrer Weise durcheinander geschlungen. An anderen Stellen findet man Aufblätterung nach den Schieferungsflächen und Injektion nach denselben, oder endlich vollständiges Verfließen in den Granit; als Endprodukte der Einschmelzung dürften ganz oder annähernd massige, granitähnliche Gesteine mit zahlreichen dunklen Flecken und Streifen mit verschwommenen Umrissen zu deuten sein. Aplitische und pegmatitische Gänge von z. T. bedeutenden Dimensionen setzen als jüngste Nachschübe des Granits durch die Injektionszone ebenflächig und scharf begrenzt hindurch. — Gegen N. nimmt die Intensität der Injektion ab; in der Gipfelregion der Kette Cime del Vallon — Pizzo Prata und deren Nordabfall scheinen im allgemeinen nichtinjizierte Gneise vorzuherrschen, doch ist auch dort Durchäderung mit Aplit- und Pegmatitgängen sehr verbreitet; und einzelne solche durchschwärmen noch den südlichen Teil des Gebiets der grünen Gesteine von Chiavenna.

Kurz erwähnt sei noch die Metamorphose der basischen Gesteine. Dieselbe liefert auch hier äußerst mannigfaltige Produkte, die teilweise mit solchen aus Val Malenco übereinstimmen. Neben einfach umkristallisierten Amphiboliten mit schönen Kontaktstrukturen trifft man Mischgesteine mit Granit; pyroxenführende Typen kommen vor und Anthophyllit-Biotit-Plagioklas-Gesteine. Auch der Amphibolit von Chiavenna zeigt in seiner Pflasterstruktur mit raschem Wechsel der Korngröße deutliche Spuren der kontaktmetamorphosierenden Einflüsse. Auch die Peridotite in Val Codera, welche neben Olivin z. T. nur Chromit oder Chromspinell, z. T. auch rhombischen Pyroxen oder blaßgrüne Hornblende enthalten, betrachte ich auf Grund ihrer Pflaster- und Siebstrukturen als Produkte der Kontaktmetamorphose — eventuell als solche einer Rückumwandlung aus Serpentin, welcher manchmal in Form großer Antigoritblätter erhalten geblieben ist, die keine Beziehung zu Klüften oder Spaltflächen des umhüllenden Olivins erkennen lassen, wie man das von sekundär gebildeten Serpentinmineralien erwarten müßte[1]).

Bei einer Bestimmung des Alters der intrusiven Massen des Albigna-Disgraziagebiets — als solche haben wir den eigentlichen Disgraziagranit, den Granit von Novate und den Tonalit von Val Masino unterschieden — müssen wir die folgenden Punkte berücksichtigen:

1) Alle Gesteine der Umgebung werden vom Granit bzw. Tonalit durchbrochen und kontaktmetamorphosiert, auch die jüngsten. Als solche kommen in Betracht; von den Sedimenten die Trias der Cima di Vazzeda und des Piano di Preda rossa[2]); ferner aber noch die grünen Gesteine von Val Malenco, welche nach den von R. Staub und mir an vielen Punkten gefundenen Kontaktprodukten zu schließen selbst mindestens nachtriadischen Alters sind.

2) Die Intrusivgesteine stehen in primärem Kontakt mit den verschiedensten tektonischen Elementen: Mit der Unterlage der rhätischen Decke im Gebiet von Val Malenco und vom Lej Cavlocc; mit dieser Decke selbst am Murettopaß und mit ihrer Wurzelzone in Val Masino; mit der ostalpinen Wurzelzone auf der Südseite des Monte Spluga. Dabei werden mehrfach tektonische

---

[1]) Die Umwandlung von Serpentin in Olivin + rhombischen Pyroxen bei hoher Temperatur, entsprechend der Gleichung: $H_4Mg_3Si_2O_9 = Mg_2SiO_4 + MgSiO_3 + 2H_2O$, wurde bereits experimentell ausgeführt (vgl. Löwinson-Lessing, Centralbl. f. Min. 1911, p. 607).

[2]) Abgesehen von den von mir (1913 a. a. O.) erwähnten, möglicherweise jurassischen Gesteinen auf der SW.-Seite des Piz Salacina (bei Maloja).

Grenzen selbst vom Granit bzw. Tonalit abgeschnitten, ohne in diesen fortzusetzen; einen derartigen Fall habe ich bereits 1913 (a. a. O.) vom Fornogletscher erwähnt, ein anderes Beispiel von noch viel größerem Ausmaß bietet die Wurzelzone in Val Masino, die von dem Serpentin von Malenco bis zur Tonalezone durch den Tonalit einheitlich abgeschnitten wird. — Weitere analoge Fälle dürften sich auf der Westseite bei genauerer Erforschung finden lassen.

3) Auch im kleinen zeigen die genannten Intrusivgesteine keinerlei Merkmale, welche anzeigen würden, daß dieselben größere tektonische Bewegungen passiv überstanden hätten. Es fehlen durchaus Erscheinungen der Mylonitisierung und Kataklase — von ganz lokalen Ausnahmen natürlich abgesehen; es fehlen aber auch — in unverwitterten Gesteinen — alle Spuren von Umwandlungsprozessen, wie sie tektonische Bewegungen zu begleiten pflegen: Serizitisierung und Saussuritisierung der Feldspäte, Chloritisierung des Biotits usw. Dadurch stehen die Gesteine des Albigna-Disgraziamassivs in schärfstem Gegensatz zu den alten Massengesteinen der Umgebung: des Julier-Berninamassivs, der Zone von Brusio-Val Fontana, des unteren Veltlins (Culmine di Dazio z. B.), welche alle auf weite Strecken vollständig mylonitisiert und, auch wo strukturell nicht modifiziert, mineralisch stark umgewandelt sind, so daß es in allen jenen Gesteinen schwer hält z. B. einen noch bestimmbaren Kalknatronfeldspat zu finden. Und auch die krummschaligen Rutschflächen, welche in den genannten alten Massengesteinen so häufig sind, fehlen dem Albigna-Disgraziagebiet; statt ihrer beobachtet man die primären Absonderungsklüfte in ungestörter Entfaltung, welche vielfach zur Entstehung der enormen ungegliederten Steilwände Veranlassung geben, die das hervorragendste landschaftliche Merkmal der Albigna-Disgraziagruppe darstellen[1]).

Wenn somit der erste der aufgezählten Punkte uns über die Zeit der Intrusion keinen weiteren Anhalt gibt, als daß dieselbe später als Trias gewesen sein muß, so ersehen wir dagegen aus den unter 2) und 3) zusammengefaßten Beobachtungen mit aller Deutlichkeit, daß die Intrusivgesteine des Albigna-Disgraziagebiets im großen wie im kleinen tektonisch unbeeinflußt sind (von lokalen Ausnahmen abgesehen). Diese Unabhängigkeit von einer Tektonik, welche in der ganzen Umgebung aufs intensivste ausgeprägt ist, läßt sich nicht anders erklären, als durch die Annahme, daß unsere Intrusivgesteine jünger sind als eben diese Tektonik, d. h. als die Deckenbewegungen im ostalpinen und lepontinischen Gebiet. Da nun die letzteren spätestens während des Oligocäns wenigstens in der Hauptsache zum Abschluß gelangten, wie die oligocäne Transgression im penninischen Deckengebiet von Piemont beweist[2]), und wie auch Heritsch[3]) auf Grund von Beobachtungen in den österreichischen Alpen konstatiert hat, so muß die Intrusion der Granite und des Tonalits unseres Massivs frühestens etwa ins Oberoligocän fallen.

Eine genauere Bestimmung des Alters der Intrusion ist heute noch nicht möglich, da eine obere Altersgrenze innerhalb meines Untersuchungsgebiets erst durch die glazialen Ablagerungen gegeben ist. Ebensowenig sind etwaige Differenzen im Alter der verschiedenen jungen Intrusivgesteine selbst zur Zeit feststellbar. Groß können solche nicht wohl sein. Der Tonalit ist möglicherweise etwas älter als der Granit; der schlierige Wechsel verschiedenartiger Gesteinsvarietäten am Kontakt gegen den Disgraziagranit scheint mir der Annahme einer späteren Intrusion des letzteren nicht zu widersprechen; und eine Stütze für diese Annahme

---

[1]) Diese letzten Eigentümlichkeiten wurden von Steinmann a. a. O. besonders betont.

[2]) Vgl. E. Argands Strukturkarte der Westalpen, Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Spezialkarte 64.

[3]) F. Heritsch, Das Alter des Deckenschubes in den Ostalpen. Sitzungsb. k. Akad. d. Wissensch. Wien, CXXI. Abt. I, 1912, S. 622f.

mag man in der außergewöhnlich intensiven aplitisch-pegmatitischen Durchäderung in der Grenzregion beider Gesteine erblicken. Auch das von Melzi angegebene Vorkommen mehrerer großer Partien von Tonalit mitten im Granit (im Hintergrunde von Val Masino) dürfte für die Klarstellung des Verhältnisses beider Gesteine zueinander von Bedeutung sein; leider sind mir die betreffenden Punkte noch nicht aus eigener Anschauung bekannt. Aber fest steht jedenfalls, daß auch der Tonalit bei seiner Intrusion die Tektonik der Umgebung im wesentlichen bereits in ihrer heutigen Gestalt vorfand. Dagegen dürfte ein Altersunterschied zwischen dem Disgraziagranit und dem Granit von Novate kaum bestehen, da ja die Injektionszone auf der NW.-Seite diese beiden Massen vollständig einheitlich umhüllt.

Das Auftreten dieser enormen Injektionszone auf der Westseite unserer Intrusivmasse mag auffällig erscheinen, zumal ja längs der anderen Ränder der letzteren, soweit im vorigen betrachtet, Injektions- und Einschmelzerscheinungen nur in recht untergeordneter Ausdehnung auftreten. Wir dürfen aus dieser Tatsache auf starke Verschiedenheit der physikalischen Bedingungen in den verschiedenen Teilen des Kontakthofs während dessen Entstehung schließen. Nun sind nach wohl allgemeinem Urteil Injektionsprozesse größeren Umfangs an relativ hohe Temperatur, mithin (wenigstens in geologisch nicht zu frühen Zeiten) an bedeutende Rindentiefen gebunden. Anderseits befinden wir uns wegen des vom Tessin an herrschenden starken östlichen Axialgefälles der Decken auf der Westseite der Albigna-Disgraziagruppe in bedeutend größerer tektonischer Tiefe als auf der Ostseite. Es liegt nahe, hierin den Grund für die angedeutete große Differenz in der Ausbildung des Kontakthofs zu suchen. Diese Erklärung ist indessen wieder nur möglich, wenn der Deckenbau älter ist als die Intrusionsprozesse.

Zum Schlusse sei noch ein kurzer Blick auf die westliche Fortsetzung der jungen Intrusionserscheinungen geworfen. Denn dieselben finden am Piano di Chiavenna noch keineswegs ihre Grenze. Zunächst setzt, wie schon aus der Karte von Rolle[1]) zu entnehmen ist, der Tonalit vom Monte Spluga als schmaler Zug ununterbrochen bis fast zum Tessin fort. Er ist im westlichen Teil dieser Strecke z. T. etwas stärker schiefrig, sonst aber, wie ich mich selbst überzeugt habe, petrographisch in nichts anders als im Albigna-Disgraziamassiv. Die auffällige langgestreckte Gestalt dieses Intrusivkörpers weist vielleicht darauf hin, daß das Eindringen des Magmas längs einer tektonischen Fläche (ostalpin-lepontinische Grenze?) stattfand[2]). Aber auch die granitischen Intrusionen setzen sich gegen Westen fort: zwar scheint der Granit von Novate auf der Westseite des Lago di Mezzola sein Ende zu finden, doch nicht so die Injektionsgneise, welche ich in den Tälern nördlich und nordwestlich von Gravedona in weiter Verbreitung und typisch ausgebildet angetroffen habe. Sie scheinen eine Verbindung herzustellen zwischen dem Albigna-Disgraziamassiv und der durch die Untersuchungen von Klemm[3]) und Gutzwiller[4]) bekannten Injektionszone von Bellinzona. Bestätigt sich dieser Zusammenhang, für welchen auch petrographische Analogien sprechen — sowohl die Injektionsgneise selbst als die Aplite und Pegmatite stimmen z. T. genau mit solchen aus der Gegend von Val Codera überein, und auch eingeschmolzene Amphibolite (»Aplit mit Augit und Hornblende«, »Hornblende-Skapolitgneis« Gutzwillers) von Bellinzona zeigen große Anklänge an Gesteine meines Unter-

[1]) Geolog. Karte der Schweiz 1 : 100000, Blatt XIX, 1882.

[2]) Die intrusive Natur des »Gneis anfibolico« dieser Gegend wurde bereits von Novarese festgestellt; Boll. com. geol. 38, 1907, parte ufficiale.

[3]) G. Klemm, Bericht über Untersuchungen an den sogenannten Gneisen und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen, I—IV. Sitzungsber. k. preuß. Akad. Wiss. 1904, 1905, 1906, 1907.

[4]) E. Gutzwiller, Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin, Ecl. geol. Helv. 1912; und: Zwei gemischte Hornfelse aus dem Tessin, Centralbl. f. Min. 1912, S. 354.

suchungsgebiets — bestätigt sich der obige Zusammenhang, so ist damit ein neuer Beweis gegeben für das von den genannten Autoren betonte Vorkommen tertiärer Granitintrusionen im Tessinermassiv. Damit ist natürlich noch lange nicht gesagt, daß alle Tessinergneise als tertiäre Granite aufzufassen sind; im Gegenteil: der gewaltige Gegensatz z. B. zwischen dem Adulagneis mit seiner prachtvollen Kristallisationsschieferung und den jungen Graniten, oder zwischen den nur marmorisierten, von Silikaten höchstens Glimmer führenden mesozoischen Kalken des Adulamassivs und den z. T. intensiv injizierten, mit allen möglichen Kalksilikaten imprägnierten Triasgesteinen von Castione (bei Bellinzona), oder vom Piano di Preda rossa und der Cima di Vazzeda im Albigna-Disgraziamassiv verbietet es meiner Meinung nach absolut, die Gneise der nördlichen Teile des Tessiner Massivs mit den jungen Graniten zusammenzuwerfen. Eine Grenze zwischen beiden Bildungen muß existieren, und es wird der fortschreitenden Forschung wohl gelingen, eine solche aufzufinden.

Welche Abgrenzung sich nun auch schließlich für die jungen Granitmassive ergeben mag — daß solche in den Alpen existieren, nicht nur längs der sogenannten alpin-dinarischen Grenze, sondern auch innerhalb des zweifellosen alpinen Decken- bzw. Wurzelgebiets, ist eine wohl nicht mehr zu bezweifelnde Tatsache. Die Intrusion dieser Granite ist jünger als die Hauptphasen der großen tektonischen Bewegungen, die zur Entstehung der Decken geführt haben. Ob sich zwischen beiden Vorgängen nicht ursächliche Beziehungen finden lassen — das festzustellen dürfte eine Hauptaufgabe der künftigen Alpenforschung sein.

G. Steinmann weist im Anschluß an den Vortrag des Herrn Cornelius über den Granit des Albigna-Disgraziamassivs auf die allgemeine Bedeutung dieser Untersuchungen für das Verständnis des Alpenbaues hin. Bekanntlich wird die Rolle der granitischen Intrusionen bei der Entstehung des Gebirges, wie vor vielen Jahrzehnten, so auch heute noch in ganz entgegengesetztem Sinne beurteilt. Im besonderen liegt aus jüngster Zeit der Versuch von Rothpletz und seiner Schüler vor, den Deckenbau des Simplongebietes als eine Folge von Granitgneisintrusionen zu deuten und damit diesen Massengesteinen ein jugendliches Alter zuzusprechen, während sie in den Augen der meisten Alpengeologen als vortriadisch und nur passiv in die Gebirgsbildung einbezogen gelten. Für die Entscheidung dieser Frage ist es aber natürlich von allergrößter Bedeutung, die geologischen Verhältnisse und die petrographischen Besonderheiten einer sicher nachalpinen Granitmasse im Wurzel- oder Deckengebiete genau zu kennen, und dieser Anforderung entspricht eben die Untersuchung des Albigna-Disgrazia-Granits durch Cornelius. Wir erfahren daraus, daß sich diese Granitmasse in allen wesentlichen Punkten so verhält wie ein normaler Granit, im besonderen wie die Tonalite der Dinariden, in seinen Verbandsverhältnissen, in seiner Struktur und in seiner Metamorphose. Sein gegensätzliches Verhalten zu den älteren in die Gebirgsbildung mit einbezogenen granitischen Gesteinen tritt damit ganz unzweideutig hervor, und man ist genötigt, eine zureichende Erklärung dafür zu suchen. Solange aber nicht eine andere Erklärung gefunden worden ist, müssen wir wohl den Unterschied auf das verschiedene Alter — voralpin und nachalpin — zurückführen und damit auch die Entstehung der Simplondecken in dem Sinne deuten, wie es von den Schweizer Geologen (Argand, Lugeon, Preisswerk, Schardt, Schmidt u. a.) und von vielen anderen Alpengeologen geschieht.

Die Entwickelungsgeschichte der geologischen Landesaufnahmen in Deutschland.

Von **Dr. W. Koehne** (München).

Vortrag gehalten im März 1915 in der Ortsgruppe München der Geologischen Vereinigung.

In dem Augenblick, in welchem in Bayern die drei ersten Blätter der geologischen Karte des Königreichs im Maßstabe 1 : 25 000 der Öffentlichkeit vorliegen und bald eine Anzahl weiterer folgen wird, scheint es nicht unangebracht, hier einen Überblick über die geschichtliche Entwicklung zu geben, welche dazu führte, daß nunmehr in ganz Deutschland (mit Ausnahme von Mecklenburg) amtliche Kartenaufnahmen in diesem Maßstab veröffentlicht werden.

Wenn wir die Entwicklung der geologischen Aufnahmen in Deutschland überblicken, so können wir überall drei Stadien (gewissermaßen Altertum, Mittelalter und Neuzeit) unterscheiden. Das erste ursprüngliche Stadium ist das der zusammenhangslosen gelegentlichen Aufnahme, zu welcher Liebhaberei oder praktischer Bedarf des Bergbaues führte. Dann folgte eine zweite Periode, in welcher durch meist staatliche Organisationen in der Regel unter Obhut der Bergbehörden Übersichtskarten im Maßstabe von 1 : 120 000, 1 : 100 000, 1 : 80 000 und 1 : 50 000 herausgegeben wurden.

Das dritte Stadium bildet dann die systematische Herstellung von Spezialkarten im Maßstabe 1 : 25 000 durch die geologischen Landesanstalten, welche in der Regel mit Hochschulinstituten in mehr oder minder enger Verbindung standen.

Zum Schluß seien dann noch kurz die neuesten Entwicklungstendenzen besprochen.

A. Die Periode des nicht organisierten Arbeitens.

Bereits im achtzehnten Jahrhundert erfolgten Untersuchungen, welche Anklänge an die modernen Arbeitsmethoden aufweisen, aber noch kaum zu kartistischen Darstellungen führten. Während damals die paläontologischen Arbeiten in dieser Richtung weniger Anregung geben konnten, war das mehr bei den von bergmännischer Seite ausgehenden der Fall. So gab Flurl schon 1792 eine petrographische Karte heraus.

Im Jahre 1826 stellte Keferstein, ursprünglich Jurist, welcher sich aus Liebhaberei der Geologie widmete, eine geologische Karte von Deutschland und eine Anzahl von Karten einzelner Gegenden her[1]).

Dann wurde durch Leopold v. Buch eine aus 42 Blättern bestehende Karte von Deutschland herausgegeben, welche von H. v. Dechen als Unterlage seiner geognostischen Übersichtskarte von Deutschland, Frankreich und den angrenzenden Ländern (1838) benutzt wurde.

Besonders bahnbrechend ging unter den deutschen Ländern Sachsen vor, wo bereits seit 1789 auf Anordnung der Freiberger Bergbehörden systematisch Material gesammelt wurde.

---

[1]) Zittel, Geschichte der Geologie und Paläontologie bis Ende des 19. Jahrhunderts. München und Leipzig 1899. Dies grundlegende Werk wurde im folgenden vielfach benutzt.

	Preußen mit kleinen Nachbarn	Sachsen	Elsaß-Lothringen	Hessen	Baden	Württemberg	Bayern	Mecklenburg
1836—1850	v. Deehen	Landesaufnahme in 1:120000 durch Naumann u. Cotta		Verein für Erdkunde in Darmstadt	Gustav Leonhard	Quenstedt	Meinhold u. Lutz, v. Voith, Sehafhaütl, Gümbel	
1850—1855			Französische Karten 1:80000	Karten 1:50000 dureh den Mittelrheinisehen geologisehen Verein			Gümbel im bayrischen Wald 1:100000	
1855—1867	v. Deehen, Ewald, Weiß-Laspeyres, Berendt, Beyrieh-Rose-Runge 1:80000 u. 1:100000				Karten aus der Umgebung der Heilquellen 1:50000 aueh 1:25000	Seit 1863 Aufnahme in 1:50000 (amtlich)	Gümbel in den Alpen	
1867—1873	Allgem. Landesaufnahme 1:25000 begonnen						Fichtelgebirge	
1873—1888	Gründung der Landesanstalt	Gründung der Landesanstalt zweeks Aufnahme 1:25000	Gründung einer Kommission		Eck 1:25000 Eck 1:200000		Fachgeologen unter Gümbel Fränkisehe Alb	
1888—1903			1881 Beginn der Aufnahmen 1:25000	Gründung der Landesanstalt 1882	Beginn der Landesaufnahme 1:25000		Einzelkarten 1:25000 besonders in den Alpen — Pfalz	Gründung einer Landesanstalt
1903—1907						Geolog.-agronom. Aufnahmen 1:25000 aueh im Berglande		
1907—1914	Trennung der Landesanstalt von der Bergakademie						Beginn der amtlichen Neuaufnahmen. 1914 Erseheinen der ersten Blätter	

Periode der Übersichtsaufnahmen

Im thuringischen Gebiet waren eine Anzahl von Forschern eifrig tätig, darunter Heinrich Credner und Bernhard v. Cotta.

Im Rheinland und in Westfalen und benachbarten Gebieten begann bereits im dritten Jahrzehnt des vorigen Jahrhunderts eine regere Tätigkeit durch Jak. Nöggerath, dem zahlreiche Forscher folgten. Im Jahre 1841 wurde v. Dechen als Berghauptmann nach Bonn berufen und nahm nun bis zum Jahre 1889 hier die geologische Forschung tatkräftig in die Hand. Er spielte hier eine ähnliche Rolle wie sein Freund Gümbel in Bayern.

Es würde hier zu weit führen, die zahlreichen Forscher aufzuführen, die sich um die Anfänge der Untersuchungen in Norddeutschland verdient machten.

Erwähnt sei noch, daß vom oberrheinischen Gebiet bereits 1825 eine gründliche Beschreibung durch H. v. Dechen, C. v. Oeynhausen und C. v. La Roche veröffentlicht wurde. Später übernahm der 1845 in Darmstadt gegründete Verein für Erdkunde die Förderung der geologischen Untersuchungen in Hessen.

In Elsaß-Lothringen begann frühzeitig um 1828 durch Voltz, Elie de Beaumont, Rozet und Hogard die geologische Forschung.

In Baden erschien zunächst eine Anzahl kleinerer Arbeiten, bis Gustav Leonhard 1846 eine Zusammenfassung gab.

Die Geologie Württembergs wurde durch v. Alberti und Quenstedt begründet, der 1837 als Professor nach Tübingen berufen wurde.

Frühzeitig blühte auch im Königreich Bayern die Forschung auf. Aus dem achtzehnten Jahrhundert seien hier erwähnt die Abbildungen von Versteinerungen durch den Nürnberger Künstler Knorr, die Höhlenforschungen von Rosenmüller und Goldfuss, die Arbeiten von Braun in Bayreuth, Theodori in Banz, Graf Münster in Bayreuth. Besonders aber nahmen sich die Vertreter des Bergfachs der geologischen Landesuntersuchung an. So schrieb bereits im Jahre 1792 der Berg- und Münzrat Mathias Flurl, den v. Ammon als den Vater der bayerischen Geognosie bezeichnet hat[1]), seine Beschreibung der Gebirge von Bayern und der oberen Pfalz mit einer petrographischen Karte. Ferner untersuchten unter Leitung des Oberbergrats Schmitz zwei junge Bergleute, Meinhold und Lutz das »Vorkommen der nutzbaren Fossilien« in den bayerischen Alpen. Um die gleiche Zeit arbeitete der Direktor der Amberger Gewehrfabrik v. Voith, in der Oberpfalz (1835—1840). 1843 begann Schafhäutl seine Untersuchungen in Oberbayern, die er planmäßig seit 1849 weiterführen konnte. 1845 stellte Gümbel eine geognostische Übersichtskarte von Bayern als Manuskript her, die 1858 veröffentlicht wurde. 1849 wurde eine aus Mitgliedern der kgl. bayr. Akademie der Wissenschaften bestehende Kommission zur naturwissenschaftlichen Untersuchung des Königreichs eingesetzt, welche sich auch mit geognostischen Arbeiten befaßte. Im ganzen waren bis 1850 bereits 17 geologische Karten in Bayern erschienen[2]).

Wir haben im vorstehenden kurz der Männer gedacht, welche durch ihre meist aus eigenem Antrieb entsprungenen Forschungen in der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts den Boden für eingehendere geologische Kartenaufnahmen in Deutschland bereiteten. Denn ehe mit diesen begonnen werden konnte, mußten zuerst in großen Zügen die Formationen Deutschlands und ihre Altersfolge bekannt sein.

Wir kommen nun zum zweiten Zeitabschnitt, in welchem die Kartierungen allenthalben etwa um dieselbe Zeit meist unter der Fürsorge der Staatsverwaltungen, besonders der Bergbehörden, zum Teil aber auch dank der Opferwilligkeit privater Vereine einsetzten.

---

[1]) Ludwig v. Ammon, Nekrolog auf Wilhelm v. Gümbel. Geognost. Jahreshefte, XI. Jahrg. 1888.

[2]) Friedr. W. Pfaff, Versuch einer Zusammenstellung der geologisch-mineralogischen Literatur vom Königreich Bayern. Geognost. Jahresh. XII, 1899, S. 69—71.

B. Die Zeit der systematischen Herausgabe von Übersichtskarten.

Bahnbrechend auf diesem Gebiete ging Sachsen vor, wo die Hochschulprofessoren Naumann und Cotta von 1836 bis 1846 eine aus 12 Sektionen bestehende geognostische Karte des Königreichs im Maßstabe 1 : 120000 herstellten. In Braunschweig verdankte man 1856 A. v. Strombeck eine geognostische Karte im Maßstabe 1 : 100000, während Julius Ewald 1864 eine geognostische Karte der Gegend zwischen Magdeburg und dem Harz im Maßstabe 1 : 100000 in vier Blättern herausgab.

Im Rheinland und in Westfalen begann H. v. Dechen im Jahre 1855 im Auftrage des Ministers von der Heydt mit der Aufnahme einer Karte im Maßstabe 1 : 80000, deren 35. Blatt 1884 erschien. Er vollendete hier eine ungeheuere Arbeitsleistung in ähnlicher Weise, wie es sein Freund Gümbel in Bayern tat.

Im Saargebiet gaben E. Weiss und Laspeyres 1867 eine geologische Karte im Maßstabe 1 : 100000 heraus.

Im norddeutschen Flachlande war es die physikalisch-ökonomische Gesellschaft in Königsberg, welche zuerst eine Kartenaufnahme veranlaßte, die in den Jahren 1865—1871 im Maßstab 1 : 100000 von Berendt durchgeführt und später von Jentzsch fortgesetzt wurde.

Von Niederschlesien erschien 1860 eine geognostische Karte im Maßstab 1 : 100000 (v. Beyrich-Rose-Runge), von Oberschlesien 1870 eine solche durch Ferdinand Römer.

In Hessen faßte bereits 1851 der aus dem Darmstädter Verein für Erdkunde hervorgegangene mittelrheinische geologische Verein den kühnen Plan, eine geologische Karte im Maßstabe 1 : 50000 herzustellen, und brachte in der Tat in den Jahren 1855 bis 1872 siebzehn Blätter mit Erläuterungen heraus. Eine Karte des Mainzer Beckens im Maßstabe 1 : 100000 veröffentlichte Lepsius 1883.

In Elsaß-Lothringen erschienen seit 1848 bis 1868 die offiziellen Karten der betreffenden französischen Departements im Maßstabe 1 : 80000. Als dann 1873 die geologische Kommission in Straßburg begründet wurde, veröffentlichte diese noch drei Übersichtskarten des westlichen Lothringens in 1 : 80000.

In Baden führten die vom Ministerium aus dem Badfonds zur Verfügung gestellten Mittel in der Umgebung der Heilquellen zu geologischen Aufnahmen, welche von 1858—1873 im Maßstabe 1 : 50000, vereinzelt auch 1 : 25000 veröffentlicht wurden. Als die staatlichen Mittel erschöpft waren, wurden die Arbeiten privatim durch Benecke und Cohen, sowie H. Eck, Schalch und andere fortgesetzt.

Im Königreich Württemberg wurde in den Jahren 1863—1893 unter Leitung des topographisch-statistischen Bureaus eine geologische Aufnahme im Maßstabe 1 : 50000 durchgeführt.

Unter den ersten Staaten, welche dem Beispiele Sachsens folgend, mit der systematischen Landesaufnahme begannen, befand sich auch das Königreich Bayern. Im Jahre 1850 stellte der damalige Abgeordnete, Staatsrat Dr. von Hermann, in der Kammer der Abgeordneten den Antrag zu einer eingehenden geognostischen Untersuchung des Landes, und die Stände bewilligten eine für diesen Zweck zunächst ausreichende Summe[1]). Durch allerhöchstes Signat vom 4. Okt. 1850 wurde die Untersuchung sowie die Bearbeitung und Veröffentlichung der Resultate der K. Bergwerks- und Salinenadministration übertragen; die Leitung hatte deren Vorstand (von Schenk), der Oberberg- und Salinenrat Schmitz und drei Akademiker, die zugleich Stellen von Konservatoren der Staatssammlungen und von

[1]) L. v. Ammon, Nekrolog auf W. v. Gümbel, Geognost. Jahreshefte 1898. Dieser Arbeit ist auch im folgenden vieles entnommen, sowie aus: Leppla, W. v. Gümbel, Zeitschr. f. prakt. Geologie, 1898, S. 375 und Leppla, Die geologische Untersuchung des Königreichs Bayern. Ebenda 1894, S. 1—3.

Professoren an der Universität bekleideten; es waren das Schafhäutl als Geognost, v. Kobell als Mineraloge, Andr. Wagner als Paläontologe. Im Jahre 1851 wurde der 28 Jahre alte Berg- und Salinenpraktikant und funktionierende Markscheider am Bergamte St. Ingbert, Wilhelm Gümbel, nach München berufen und damit eine Kraft gewonnen, deren Arbeitsfähigkeit ein vielfaches derjenigen gewöhnlicher Sterblicher betrug. Er rückte alsbald als »Leitender Geognost« mit mehreren Praktikanten als Hilfsarbeitern ins Feld und zwar in den bayerischen Wald, wo er von 1851—1854 aufnahm. Als Kartenunterlagen wurden die Katasterblätter 1 : 5000 benutzt. Nach dem groß angelegten Plane sollte ein geognostisches Kataster geschaffen werden. Für die Veröffentlichung wurden aber die Ergebnisse in den Maßstab 1 : 100000 umgezeichnet. Anfangs fand Gümbels Tätigkeit bei der vorgesetzten Stelle keinen besonderen Beifall, man warf ihm starke Eigenliebe und übermäßigen Ehrgeiz vor und er erhielt auch einen Tadel, weil er den Basalt als Eruptivgestein bezeichnet hatte. Man sieht daraus, wie wenig man damals noch gewillt war, Freiheit der wissenschaftlichen Überzeugung zuzubilligen. Aber die gewaltige Tatkraft und Arbeitslust eines Gümbel war durch Hindernisse nicht zu lähmen. Schon im Jahre 1853 wurde er als Bergmeister pragmatisch angestellt, und im März 1856 wurde die Aufsichtskommission aufgehoben. Der Dreiunddreißigjährige hatte nun die Leitung fest in Händen, die er 42 Jahre lang ausübte. So stand in Bayern, wie wohl in keinem anderen Lande die Aufnahme unter dem Banne einer einzigen überragenden Persönlichkeit[1]). Von 1854—1859 war Gümbel mit den Aufnahmen in den Alpen beschäftigt, wo er ausnahmsweise als topographische Unterlage Atlasblätter in 1 : 50000 und Forstkarten in 1 : 25000 benutzen mußte. Schon 1861 erschien die Beschreibung des bayerischen Alpengebirges mit 5 großen farbigen Kartenblättern in 1 : 100000. 1863 trat Gümbel als Honorarprofessor für Geognosie und Markscheidekunde in den Lehrkörper der Universität ein, 1868 übernahm er auch die Vorlesungen an der Polytechnischen Schule. Im gleichen Jahre erschien die Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges im Druck mit 5 Kartenblättern 1 : 100000. 1869 wurde das K. Oberbergamt gegründet zur Ausübung der dem Staate nach dem Berggesetze zustehenden Hoheitsrechte und Aufsichtspflichten, während die Verwaltung der staatlichen Betriebe der heute K. Generaldirektion der Berg-, Hütten- und Salzwerke genannten Behörde verblieb. Gümbel trat als Oberbergrat in das neugegründete Oberbergamt ein und führte die geognostische Landesuntersuchung wie bisher weiter; 1879 erreichte er mit der Ernennung zum Oberbergdirektor und Vorstand des Oberbergamtes auch in seiner Beamtenlaufbahn eine hohe Würde. Im gleichen Jahre erschien die geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges mit dem Frankenwalde und dem westlichen Vorlande mit 2 Blättern 1 : 100000.

Inzwischen war in anderen Ländern mit dem Übergang zur Veröffentlichung der Karten im Maßstabe 1 : 25000 eine neue Zeit angebrochen und eine Umwälzung der Arbeitsmethoden erfolgt. Man fragt sich nun, warum Gümbel sich dieser Bewegung nicht anschloß, in welcher er mit seiner gewaltigen Tatkraft wohl die Führung hätte übernehmen müssen. Man könnte nun einwenden, daß topographische Unterlagen im Maßstabe 1 : 25000 nicht vorhanden waren; aber dies Hindernis bestand auch in anderen Ländern und wurde durch einen zähen Willen überwunden, wenn auch manchmal erst im Verlaufe vieler Jahre. Solche äußeren Hindernisse hätten einen Mann wie Gümbel nicht abhalten können. Es war vielmehr sein eigener Wille, wenn er beim Maßstabe 1 : 100000 blieb. In diesem Zusammenhange ist es interessant, die Rede zu betrachten, welche er im Jahre 1877 über die geognostische Durchforschung Bayerns in der Akademie der Wissen-

[1]) Da die anderen Autoren dadurch etwas in den Hintergrund traten, waren die Literaturverzeichnisse von Friedr. W. Pfaff (Geognost. Jahresh. f. 1899, XII, S. 1—71) und von W. Koehne (Fränkische Alb, Abh. d. naturhist. Ges. Nürnberg, Bd. XV, H. 3, 1906) wohl am Platze.

schaften hielt. Mehrfach bemerkt er da, daß die Aufnahmen infolge der komplizierten Verhältnisse so langsam voran kämen, während er nach unseren heutigen Begriffen mit größter Geschwindigkeit arbeitete. Wir erkennen, daß er, der nun im 54. Lebensjahre stand, die geognostische Landesuntersuchung Bayerns als sein eigenstes Werk zu Ende führen wollte. Da konnte er freilich mit der Veröffentlichung im Maßstabe 1 : 25000 sich nicht befreunden, welche es mit sich bringen muß, daß in einem Lande wie Bayern eine Reihe selbständiger Forscher länger als die Spanne eines Menschenalters nebeneinander tätig sein muß und die Zeit der Heroen, wie v. Gümbel und v. Dechen, die noch ganze Ländergebiete allein beherrschen konnten, zur Vergangenheit wird. Aber ein Zugeständnis mußte Gümbel der neuen Zeit machen. Denn hatten bisher seine Mitarbeiter (meist Praktikanten des Bergfachs) die Geologie nur als Nebenberuf betrieben, so ging er nun zur Verwendung von Fachgeologen über, die sich aber unter ihm mit einer untergeordneteren Stellung begnügen mußten als in anderen Ländern. Die meisten von ihnen, wie Konr. Schwager, Loretz, Neumayr, Waagen, Penck, Oebbeke, Leppla, Thürach waren nur vorübergehend unter Gümbels Leitung tätig, und nur vier, nämlich Ludwig v. Ammon (eingetreten 1873), dann Adolf Schwager (für chemische Geologie), Otto M. Reis und schließlich Friedr. W. Pfaff (eingetreten 1894) fanden beim K. Oberbergamt zu München eine Lebensstellung.

1891 erschien die geognostische Beschreibung der fränkischen Alb mit dem anstoßenden fränkischen Keupergebiet, in Fußnoten wenigstens sind die Verfasser der einzelnen Abschnitte erwähnt. Dazu gehören 5 Blätter der Karte 1 : 100000, von denen Blatt Ingolstadt bereits weit in das Tertiärhügelland eingreift. 1894 faßte der Einundsiebzigjährige in der geologischen Beschreibung von Bayern mit einer Karte 1 : 1000000 sein Wissen noch kurz zusammen. 1897 war es ihm noch vergönnt, Blatt Speyer herauszubringen; dann setzte der Tod am 18. Juni 1898 seinem rastlosen Schaffen ein Ziel. Drei Blätter aus der Pfalz, vier Blätter aus Franken, sechs Blätter aus der sog. Hochebene (besser Flachland) mußte er unvollendet zurücklassen.

Seinem langjährigen treuen Mitarbeiter, Ludwig v. Ammon, der nun bis 1913 die Leitung innehatte, fiel die Aufgabe zu, einerseits pietätvoll das Vermächtnis seines großen Vorgängers auszuführen und dessen Lebenswerk fortzusetzen, andererseits das Amt entsprechend den Verhältnissen im übrigen Deutschland weiter zu entwickeln. Die erste Aufgabe erwies sich als sehr schwierig; denn die Arbeitsmethoden hatten sich in dem halben Jahrhundert, seit Gümbel seinen großen Arbeitsplan aufgestellt hatte, zu sehr verändert. Es war nicht mehr angängig, im Sturmschritt große Gebiete zu durcheilen; es mußte vielmehr jeder Weg und Steg abgesucht, mancher Sturzacker mit anhänglichem Boden begangen, manches Waldesdickicht durchquert, mancher steile Hang erklettert, manche unwegsame Schlucht, im Bach watend, bezwungen werden. So konnten bis 1910 erst Blatt Zweibrücken und Blatt Kusel veröffentlicht werden, welche aber die alten Blätter an eingehender Durcharbeitung weit überragten.

C. Die Zeit der Aufnahmen 1 : 25000.

Mit dem Übergang zur Veröffentlichung der Karten im Maßstab 1 : 25000 trat eine große Umwälzung in der geologischen Aufnahme ein. Z. B. bemerkt Beyschlag[1]) darüber: »Der Maßstab 1 : 25000 ermöglichte neben größerer Korrektheit des bisher auch dargestellten die Aufnahme gänzlich neuer Darstellungselemente und zwar gerade derjenigen, welche für die Anwendung der aus der Karte ersichtlichen geologischen Aufnahmeergebnisse in Industrie, Land- und Forstwirtschaft von hervorragender Bedeutung sind.« Während früher einzelne Männer

[1]) Beyschlag, Zeitschr. f. prakt. Geologie, 1893, S. 3.

ganze Ländergebiete hatten beherrschen können, wurden nun mit steigender Intensität und eingehenderer Spezialisierung der Forschung die Geologen der einzelnen Staaten in den geologischen Landesanstalten zu Gelehrtenkollegien zusammengeschlossen. Diese wissenschaftlichen Forschungsinstitute traten in Beziehungen zu den Hochschulen, eine an sich sehr glückliche Verbindung, da jede wissenschaftliche Arbeit das Bestreben auslöst, nicht nur durch Druckschriften, sondern auch durch das gesprochene Wort seine Gedanken und Ergebnisse zu verbreiten. In Bayern verblieb die Landesuntersuchung unter Obhut des Oberbergamtes.

Während in Bayern schon 1850 eine Aufnahme des ganzen Landes angeordnet worden war, verfügte in Preußen das Ministerium für Handel und Gewerbe erst 1862 die Herstellung geologischer Karten für einige Provinzen, ferner auch für die thüringischen Staaten, die sich anschlossen. Diese Karten sollten ursprünglich auch wie die bisherigen im Maßstabe 1 : 100000 oder 1 : 80000 veröffentlicht werden. Doch nahmen die Arbeiten einen anderen Verlauf, durch welchen Preußen die führende Rolle gewann. E. Beyrich veranlaßte nämlich, daß als Grundlage zu den Aufnahmen im Felde der Maßstab 1 : 25000 benutzt wurde, und 1866 entschloß man sich auch diesen Maßstab bei der Veröffentlichung beizubehalten, nachdem schon zwei Jahre früher Fridolin Sandberger eine geologische Spezialkarte der Gegend von Karlsruhe und Durlach in 1 : 25000 herausgegeben hatte. Im Jahre 1867 beschloß man, die Aufnahme auf das ganze preußische und thüringische Staatsgebiet auszudehnen und im Jahre 1873 wurde in Gestalt der mit der Bergakademie zu Berlin verbundenen geologischen Landesanstalt eine umfangreiche Organisation für diesen Zweck geschaffen, deren Leitung Hauchecorne und Beyrich übernahmen.

Diese Landesanstalt entwickelte sich nun trotz der anfangs recht unzulänglichen topographischen Grundlagen in großartiger Weise, worüber uns eine kürzlich von F. Beyschlag[1]) entworfene Übersicht den besten Aufschluß gibt. Hier sei nur in Kürze im folgenden einiges daraus entnommen.

Eine der wesentlichsten Vorbedingungen für befriedigende Kartierung war die Begründung geeigneter Schichtengliederungen, allgemeiner Formationsschemata. Dies gelang am schnellsten in der Trias Thüringens, Hessens und Südhannovers, wo Beyrich selbst die Grundlagen geliefert hatte und v. Koenen, Schmidt, Bücking, Frantzen, Liebe, Moesta erfolgreich weiterarbeiteten.

Rasch wurde auch die für den Bergbau wichtige Zechsteinformation bewältigt. Schwierigkeiten dagegen bereitete die schnell wechselnde Gesteinsbeschaffenheit im Rotliegenden. Auf Grundlage der Arbeiten von Weiss und Potonié wurden aber doch diese und die unterliegenden Karbonschichten zuerst im Saargebiet, dann in Thüringen, Niederschlesien, Westfalen und Oberschlesien bezwungen.

Gewaltig aber waren die Schwierigkeiten in den mächtigen Schichtkomplexen des Paläozoikums im Schiefergebirge (im Harz und Thüringen, Franken, Rheinischen Schiefergebirge und Niederschlesien), wo eine Reihe bedeutender Forscher sich an verwickelten Aufgaben abmühten, wie Carl Koch, Grebe, Lossen, Em. Kayser, Denckmann, der bestrebt war, die im Mesozoikum üblichen Methoden der Schichtengliederung auf das Devon und Silur zu übertragen, Beushausen, v. Groddeck, Koch, Klockmann, Liebe, Loretz, Zimmermann.

Aber auch in mittel- und norddeutschen mezosoischen Gebieten boten sich unerwartet neue Probleme durch mehrfache Meerestransgressionen, häufigen Fazieswechsel, Faltungs- und Brucherscheinungen.

Bei den Salzlagerstätten konnte man am besten beobachten, wie Gesteine verschiedener Plastizitätsgrade bei den tektonischen Bewegungen in außerordent-

---

[1]) Beyschlag, Festsitzung der Kgl. Geolog. Landesanstalt am 29. Nov. 1913. Jahrb. d. kgl. preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1913. Bd. XXXIV, H. 3, S. 483—534.

lich verschiedener Weise beansprucht werden; doch wird dieser Erscheinung, wie Beyschlag a. a. O. S. 486, 487 bemerkt, auch bei anderen analogen Schichtenfolgen Aufmerksamkeit zu schenken sein.

So überwindet die Kartierung im Gebirgslande, auf welches 406 von den 931 veröffentlichten Kartenblättern 1 : 25000 entfallen, in langsamem Vorwärtsschreiten siegreich die Hindernisse.

Aber auch das auf den ersten Blick so einförmig erscheinende Flachland stellte nicht geringe Anforderungen. Zuerst stellten Geologen, Land- und Forstwirte anfangs der siebziger Jahre die Ziele für diese Arbeiten fest, welche besonders auf die Interessen der Land- und Forstwirtschaft Rücksicht nehmen sollten und daher als geologisch-agronomische bezeichnet wurden. Probeblätter wurden 1874 durch Berendt und Orth bearbeitet. Dann wurde unerwartet die Forschung hier in neue Bahnen gelenkt durch den berühmten Vortrag, welchen der nordische Geologe Otto Torell am 3. Nov. 1875 in der Deutschen geolog. Gesellschaft zu Berlin hielt. Er wies darauf hin, daß das norddeutsche Flachland kein einfaches Schwemmland sei, sondern daß es erfüllt ist von den Moränen und Schmelzwasserabsätzen, welche eine gewaltige Decke flächenhaften Inlandeises aus dem Norden mitgeführt und beim Rückschmelzen hinterlassen hatte. Nun war es eine reizvolle Aufgabe für die kartierenden Geologen, dem Vorrücken und Zurückgehen der Eismassen im einzelnen nachzuspüren und insbesondere auch festzustellen, wie oft sich solche Vorstöße wiederholten, wie viele Eiszeiten es gab. War früher der Hammer das wichtigste Handwerkszeug des Geologen, so wurde es hier die Bodensonde, eine mit einer Hohlkehle zur Aufnahme der Bodenproben versehene Stahlstange von 1 bis 2 m Länge, welche von einem Arbeiter mit dem schweren Hammer in den Boden eingetrieben wird.

Aber auch die agronomische Seite kam auf ihre Rechnung, wenn sie auch neben den neuen und unerwarteten Anforderungen der geologischen Forschung nicht so in den Vordergrund des Interesses treten konnte, als wohl manche Vertreter der Land- und Forstwirtschaft hofften und wünschten. Schon dadurch, daß die Grundmoränen einen fruchtbaren ohne weiteres rüben-, weizen- und kleefähigen Verwitterungsboden liefern, während die Urstromtäler und ehemaligen alten Stauseen meist leichte Sande mit weit verbreiteten Kiefernwäldern beherbergen, treten die boden- und volkswirtschaftlichen Grundzüge auf der geologischen Karte prächtig hervor. Anfangs entfaltete die geologische Landesanstalt auch eine umfangreiche Tätigkeit durch Aufsuchung des meist 8—10% kohlensauren Kalk enthaltenden Geschiebemergels (unverwitterte Grundmoräne) als Meliorationsmittel. Doch ist dessen Verwendung infolge der geänderten wirtschaftlichen Verhältnisse nur noch in günstigen Ausnahmefällen gewinnbringend.

Infolge der fortschreitenden Entwicklung der Berliner geologischen Landesanstalt wurde ihr schließlich ihr altes Kleid zu eng und es wurde das alte langbewährte Prinzip der Verbindung mit einer Hochschule aufgegeben. Durch die auf Grund Allerhöchster Ermächtigung vom 25. März 1907 am 1. April 1907 vom Herrn Minister für Handel und Gewerbe erlassenen neuen Satzungen wurde die Vereinigung mit der Bergakademie aufgehoben. Nur vorläufig blieb noch gemeinsames Dienstgebäude, gemeinsame Kasse und Bibliothek. Das Bedürfnis nach Lehrtätigkeit wurde jedoch auch weiterhin befriedigt. So war die Landesanstalt zu einem selbständigen, großartigen Organismus herangewachsen, dessen Verfassung mit der glücklichen Verquickung eines Instituts wissenschaftlicher Forschung und einer Beamtenschaft hier etwas näher zu betrachten gestattet sein möge, weil die innere Organisation auf die Entwicklung der Aufnahmetätigkeit einen nicht zu unterschätzenden Einfluß ausübt.

> § 2 obiger Satzungen bestimmt: »Die Geologische Landesanstalt hat den Zweck, die geologische Untersuchung des preußischen Staatsgebietes auszuführen und die Ergebnisse dieser Untersuchung in solcher Weise zu bearbeiten, daß sie für die Wissenschaft ebenso wie für die wirtschaftlichen

Interessen des Landes allgemein zugänglich und nutzbringend werden.

§ 3. Hiernach liegen der Geologischen Landesanstalt folgende Aufgaben ob:

1. Die Ausarbeitung und Veröffentlichung einer geologischen Karte des ganzen Staatsgebietes unter Zugrundelegung der Meßtischblätter der Königlichen Landesaufnahme im Maßstab 1 : 25000. Diese Karte soll eine vollständige Darstellung der geologischen Verhältnisse, der Bodenbeschaffenheit und des Vorkommens nutzbarer Gesteine und Mineralien enthalten und von erläuternden Texten begleitet sein;

2. die Ausarbeitung geologischer Übersichtskarten;

3. die Bearbeitung monographischer geologischer Darstellungen einzelner Landesteile oder Mineralvorkommnisse;

4. die Untersuchung von Mineralquellen, Grundwasser und Seen in geologischer Beziehung;

5. die Herausgabe von Abhandlungen geologischen, paläontologischen, montanistischen oder verwandten Inhalts, sowie eines Jahrbuches;

6. die Sammlung und Aufbewahrung von Belegstücken zu den Kartenwerken und sonstigen Arbeiten. Die Belegstücke werden mit den Karten, sowie mit Modellen, profilarischen und anderen bildlichen Darstellungen zu dem »Geologischen Landesmuseum« vereinigt;

7. die Sammlung und Aufbewahrung der im Lande gefundenen Gegenstände von geologischem Interesse und der auf solche bezüglichen Nachrichten;

8. Auskunfterteilung und Beratung von Behörden und Privaten in allen das öffentliche Interesse berührenden geologischen Fragen.«

Von allgemeinerem Interesse sind auch die Paragraphen 7 und 8, welche den Charakter der Landesanstalt als eines Gelehrtenkollegiums betonen: »Vor Bearbeitung der nachstehend unter 1 bis 6 aufgeführten Gegenstände hat der Direktor dem Kollegium der etatsmäßigen Geologen Gelegenheit zur gutachtlichen Äußerung zu geben. Das Kollegium der etatsmäßigen Geologen wird unter Vorsitz des Direktors aus den Abteilungsdirigenten, Landesgeologen, Kustoden und Bezirksgeologen gebildet. Das Kollegium tritt zusammen.

1. bei Erörterung des Arbeitsplanes für die Kartierung;

2. bei Annahme von Geologen und freiwilligen Mitarbeitern;

3. bei Erörterung wissenschaftlicher Fragen, deren Entscheidung aus Anlaß der geologischen Landesuntersuchung notwendig geworden ist;

4. bei der Verteilung des Sammlungsfonds;

5. bei Aufhebung oder Neueinrichtung von Sammlungen und Instituten der Geologischen Landesanstalt;

6. bei sonstigen vom Direktor ihm zugehenden Vorlagen.«

Es folgen dann noch weitere Bestimmungen, welche es dem einzelnen Beamten ermöglichen, die aus dem Prinzip der Freiheit der wissenschaftlichen Forschung und Überzeugung entspringenden Ansprüche in legaler Weise auch gegenüber dem Direktor zu vertreten.

Außer diesen satzungsmäßigen Vereinigungen des Kollegiums finden im Winter regelmäßige Sitzungen statt, in welchen der Direktor Gelegenheit nimmt, alle seine wissenschaftlichen Beamten über gemeinsam interessierende Angelegenheiten auf dem Laufenden zu erhalten und einen Gedankenaustausch durch Vorträge und Besprechungen zu veranlassen. Damit die wissenschaftlichen Beamten sich möglichst unbeschränkt ihren eigentlichen Aufgaben widmen können, ist eine ungefähr ebenso große Zahl von mittleren und unteren Beamten vorhanden, so daß es möglich ist, den ganzen verwaltungstechnischen Dienst in einer den Zwecken einer geologischen Landesanstalt speziell angepaßten Weise durchzuführen. Am 12. Juli 1907 wurde auch eine Geschäftsanweisung für den Direktor erlassen, welche unter anderem die Bestimmung enthält, daß der Direktor Berichterstatter aus der

Zahl der etatsmäßigen wissenschaftlichen Beamten behufs Hilfeleistung bei der Bearbeitung der ihm obliegenden Aufgaben beruft. Dies Prinzip der Arbeitsteilung wurde ferner noch durch Einsetzung von Abteilungsdirigenten durchgeführt; die Abteilung für Flachlandsaufnahmen unterstand damals dem uns inzwischen leider durch den Tod entrissenen Herrn Geheimrat Prof. Dr. Wahnschaffe.

Der glückliche Griff, welchen die preußische Staatsregierung mit der Gründung ihrer geologischen Landesanstalt getan hatte, reizte alsbald zur Nachahmung. Am schnellsten schloß sich Sachsen an, welches sich seinen alten Vorsprung nicht nehmen lassen wollte. Schon 1872 ordnete das Finanzministerium eine Spezialuntersuchung des Königreichs an[1]), welcher zur Aufgabe gestellt wurde: die möglichst genaue Erforschung des Mineralreichtums und der Bodenverhältnisse des Königreichs sowie die Nutzbarmachung der gewonnenen Resultate für die Wissenschaft, für Land- und Forstwirtschaft, für Bergbau und Verkehr, sowie die übrigen Zweige technischer Betriebsamkeit. Die Leitung wurde dem Professor an der Universität Leipzig, Hermann Credner, übertragen. Auf land- und forstwirtschaftliche Interessen wurde besonders im Flachlande Rücksicht genommen, wo die Verhältnisse dafür nach folgenden Worten Hermann Credners (S. 254) am günstigsten lagen: »Die Natur unseres Schwemmlandes bringt es jedoch mit sich, daß die hier behufs geologischer Unterscheidung angewendeten Kriterien gleichzeitig auch bei einer rein agronomischen Kartierung die wesentlich maßgebenden sein würden. Die geologischen Unterscheidungen innerhalb des Schwemmlandes haben deshalb zugleich eine gleichwertige agronomische Bedeutung, weil sich dessen einzelne Glieder nicht etwa nur durch ihr geologisches Alter und ihre Genesis, sondern zugleich und in erster Linie durch ihre verschiedenartige Zusammensetzung und Struktur, sowie durch ihr abweichendes Verhalten sowohl gegenüber dem Grundwasser, wie gegen die atmosphärischen Gewässer, also durch lauter auch agronomisch ins Gewicht fallende Eigentümlichkeiten von einander abheben.«

Die sächsische geologische Landesanstalt hat bis 1895 bereits alle Blätter 1 : 25000 (126 Sektionen) fertig gestellt und befaßt sich jetzt mit der Neuauflage vergriffener Blätter und der Untersuchung der noch nicht monographisch behandelten Kohlen- und Erzdistrikte.

Unmittelbar nach der Gründung der geologischen Landesanstalten in Preußen und Sachsen regte sich auch in Elsaß-Lothringen das Bestreben nachzufolgen,[2]) und zwar ging hier die Initiative von den Professoren Benecke und Groth aus, welche durch eine Eingabe vom 12. Febr. 1873 die Gründung einer »Commission für die geologische Landesuntersuchung und Kartierung« durchsetzten. Aber erst 1881 lagen topographische Kartenunterlagen in 1 : 25000 vor, und im Jahre 1887 erschienen die ersten geologischen Karten dieses Maßstabes. Organisatorisch trat die Landesanstalt in Beziehungen zur Universität Straßburg.

Gleich darauf wurde auch im Nachbarlande Baden mit Statut vom 24. Dez. 1888 eine neue geologische Landesaufnahme angeordnet[3]), deren Leitung einer Kommission von Hochschullehrern mit 2 Landesgeologen übertragen wurde. In den Erläuterungen der Karten sollte besonders das für das praktische Leben Wichtige wiedergegeben werden, während mehr theoretische Untersuchungen in besonderen Abhandlungen zusammengefaßt werden sollten.

Schon vorher im Jahre 1882 war Hessen zur Aufnahme in 1 : 25000 übergegangen, indem zu diesem Zwecke eine geologische Landesanstalt unter der Leitung

---

[1]) Hermann Credner, Die geologische Landesuntersuchung des Königreichs Sachsen. Zeitschr. f. prakt. Geologie, 1893, S. 253 u. f.

[2]) Leop. van Werwecke, Die geologische Landesuntersuchung von Elsaß-Lothringen. Zeitschr. f. prakt. Geologie, 1893.

[3]) A. Sauer. Die neue geologische Landesaufnahme des Großherzogtums Baden. Zeitschrift für praktische Geologie. 1893. S. 333.

von R. Lepsius, dem Professor der technischen Hochschule zu Darmstadt, gegründet wurde.

Im Jahre 1903 folgte als sechste im Bunde die geologische Landesanstalt in Württemberg, welche insofern eigenartig organisiert ist, als sie eine Abteilung des statistischen Landesamts bildet, während ihr Vorstand zugleich Professor der technischen Hochschule in Stuttgart ist. Unter der Leitung A. Sauers schritten die Aufnahmen rasch vorwärts. Einen neuen Gesichtspunkt brachte er dadurch hinein, daß er die Betonung der land- und forstwirtschaftlichen Nutzbarkeit, welche bisher mehr als Besonderheit der Flachlandsgeologie gegolten hatte, auch im Gebirgslande systematisch durchführte.

Aber auch die Flachlandsgebiete in der Umgebung des Bodensees wurden bald in Angriff genommen, und 1913 erschienen hier die ersten Blätter, welche auf den Anschauungen Pencks aufbauend die Rückzugsstadien des Rheingletschers veranschaulichten.

In Bayern hatte sich Gümbel, wie wir sahen, nicht entschließen können, sich in den siebziger Jahren des vorigen Jahrhunderts dem preußisch-sächsischen Beispiel anzuschließen. Aber der Gedanke, Karten in 1 : 25000 zu publizieren, brach sich auch hier Bahn, wenn er auch zunächst nicht in das Programm der systematischen staatlichen Aufnahme Eingang fand. Anregend wirkte hier Rothpletz, welcher nach wichtigen Vorarbeiten (in den Vilser Alpen) gemeinschaftlich mit Clark, Fraas, Geyer, Jaekel, Otto M. Reis, R. Schaefer in der Zeitschrift des deutsch-österreichischen Alpenvereins eine geologische Karte des Karwendelgebirges zwar noch im Maßstabe 1 : 50000 veröffentlichte. Nun folgte alsbald eine Reihe weiterer Karten in 1 : 25000 aus den Alpen, welche in den Geognostischen Jahresheften erschienen, so 1890 E. Fraas' Karte des Wendelsteingebietes, 1893 E. Böses Karte der Hohenschwangauer Alpen, 1894 Otto M. Reis' Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf südlich von Traunstein, 1896 und 1898 U. Söhles Karten des Labergebiets und des Ammergebirges.

Dafür, daß der Gedanke der neuen Aufnahmen nicht auf das Alpengebiet beschränkt blieb, sorgte Oebbeke, welcher in den neunziger Jahren durch seine Schüler geologisch-agronomische Aufnahmen bei Erlangen ausführen ließ und auf die Bedeutung dieser Arbeiten für Industrie, Land- und Forstwirtschaft hinwies.

Als Gümbel 1898 gestorben war und Ludwig v. Ammon die Leitung der geologischen Landesaufnahme übernommen hatte, verstand er es unter voller Wahrung der Pietät gegen seinen berühmten Vorgänger den neueren Bestrebungen Eingang zu verschaffen; auch gewährte er der wissenschaftlichen Forschung und Überzeugung größere Freiheit.

Von Karten im Maßstabe 1 : 25000, die weiterhin in den geognostischen Jahresheften veröffentlicht worden sind, sind zu nennen die von Bärtling über den Hohenpeißenberg und von Fink über das Flyschgebiet am Tegernsee (1903), die Karte von Knauer vom Herzogstand-Heimgarten-Gebiet nebst Vorland, die von Schulze über die Umrahmung des Trettach- und Traufbachtales im bayerischen Allgäu (1905), endlich das große Werk der Wettersteinkarte von Otto M. Reis und Friedr. W. Pfaff (1910), sodann Pontoppidans Karte des Rappenalpentales und der Bergkette zwischen Breitach und Stillach 1911, Leblings Karte vom Lattengebirge im Berchtesgadenerland 1911, Gillitzers Karte des Reiteralpgebirges im Berchtesgadenerland 1912, und Hans Krauss' Karte des Gebietes zwischen Reichenhall und Melleck 1913.

Neuerdings übernahmen auch die Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München die Veröffentlichung von Karten in 1 : 25000. So wurde hier herausgegeben: 1909 die Karte des Hinteren Bregenzer Waldes von Mylius, 1910 die des Kesselbergs von Knauer, 1911 die der östlichen Ruhpoldinger Berge von H. Arlt, 1912 die Karte des Gebietes um den Schliersee und Spitzingsee von Dacqué und Aigners Karte des Benediktenwandgebirges, während Broilis Karte der

Kampenwand und Hochplatte 1913 im neuen Jahrbuch für Mineralogie usw. Aufnahme fand.

Dieser großen Zahl von Karten aus dem Alpengebiete steht nur eine geringe aus dem übrigen Bayern gegenüber, so die Karte des Gebietes vom Königsberg und Potzberg von L. v. Ammon, Otto M. Reis und C. Burckhardt (Geognost. Jahresh. 1904) und K. Walthers Karte der Umgebung von Bad Steben im Frankenwalde (ebenda 1907).

Während so in Bayern bereits in großer Zahl Karten in 1 : 25000 veröffentlicht wurden, gediehen in der Geognostischen Abteilung des Oberbergamtes die Arbeiten in der Stille weiter; die ursprünglich nur für die Veröffentlichung in 1 : 100000 bestimmten, aber in 1 : 25000 aufgenommenen Karten wurden nämlich, besonders durch Otto M. Reis so ausgestaltet, daß sie für die Veröffentlichung in diesem Maßstabe geeignet wurden. Auch wurden eine Anzahl von preußischen Grenzblättern, die auf das bayerische Gebiet übergreifen, als Vollblätter von der Berliner Geologischen Landesanstalt einem Abkommen gemäß herausgegeben. Im Jahre 1908 wurden im Gebiete der Rhön die Blätter Kissingen, Ebenhausen und Bischofsheim in Arbeit genommen[1]).

Im gleichen Jahre konnte auch der Vorstand der Aufnahmen, Herr Oberbergrat Prof. Dr. L. v. Ammon, die so wichtigen geologisch-agronomischen Arbeiten in den Arbeitsplan aufnehmen, nachdem die hierfür erforderlichen Mittel dank der Fürsorge des Kgl. Staatsministeriums des K. Hauses und des Äußern in den Etat eingestellt worden waren, wozu übrigens ein von Herrn Geheimrat Prof. Dr. Kraus im Bayerischen Landwirtschaftsrat gestellter Antrag beigetragen hatte. Nachdem zunächst die Güter Häusern bei Röhrmoos und Weihenstephan bei Freising in 1 : 5000 durch W. Koehne und F. Münichsdorfer aufgenommen worden waren, wurde 1910 auch im Flachlande mit der Kartierung für die Veröffentlichung im Maßstabe 1 : 25000 begonnen. Bei der Kartierung im Felde wurden dabei die Katasterblätter in 1 : 5000 benutzt, und es wurde möglichste Rücksicht auf für den Land- und Forstwirt wissenswerte Verhältnisse genommen. In den kommenden Jahren wurde eine Anzahl von Blättern in Oberbayern aufgenommen; dabei waren W. Koehne, F. Münichsdorfer und vorübergehend auch Hans Krauss tätig.

Währenddessen wurden in Unterfranken die Aufnahmen durch Otto M. Reis, Friedr. W. Pfaff, M. Schuster und Hans Krauss gefördert.

Im Jahre 1913 wurde der Vorstand der Geognostischen Landesuntersuchung, Herr Oberbergrat Prof. Dr. L. v. Ammon, durch längere Krankheit genötigt, seinen Abschied zu nehmen, und sein Nachfolger, Herr Oberbergrat Dr. Otto M. Reis, konnte im Sommer 1914 die drei Blätter Ebenhausen, Kissingen (Unterfranken) und Baierbrunn (Oberbayern) der Öffentlichkeit übergeben. Zu den Erläuterungen dieser Blätter hatte als Bodenkundler H. Niklas wesentlich beigetragen.

D. Schlußbemerkungen.

Wie die ganze Entwicklung der Aufnahmen zeigt, beeinflußten sich die Bestrebungen in den einzelnen deutschen Staaten innig. Eine Tendenz nach Vereinheitlichung ist unverkennbar, der die Mannigfaltigkeit der geologischen Verhältnisse Deutschlands und die dadurch bedingte Verschiedenartigkeit der politischen, wirtschaftlichen und Stammeseigentümlichkeiten entgegensteht. Neuerdings haben die Einheitsbestrebungen eine starke Stütze gefunden durch eine Art geologischen Bundesrates, die Direktorenkonferenzen, welche alljährlich zu Eisenach stattfinden. Schon ist es erreicht, daß die Kartenblätter 1 : 25000 nicht an den Landesgrenzen abschneiden, sondern unbekümmert über diese hinweggreifen. Nur an den Grenzen

[1]) Bericht des Kgl. Landesgeologen Otto M. Reis, Geognost. Jahresh. f. 1912, S. 255. (Seit 1912 erscheinen regelmäßig Aufnahmeberichte.)

des rechtsrheinischen Bayern macht die Verschiedenartigkeit des Formats und der Darstellungsweise der topographischen Unterlagen 1 : 25000 Schwierigkeiten. Gemeinschaftlich sammeln auch die geologischen Landesanstalten alljährlich die über Deutschland und seine Kolonien neu erscheinende Literatur.

Wenn wir so auf die Entwicklung der geologischen Aufnahmen zurückblicken, so sehen wir, wie die Hoffnung auf Stärkung des Wirtschaftslebens die Staaten zur Hergabe der nötigen großen Mittel veranlaßt hat und wie die Bedeutung der Landesanstalten für die Kartierung und die wirtschaftliche Nutzanwendung immer mehr wächst. Nur die Paläontologie ist in der Hauptsache den Universitätsinstituten verblieben und bildet bei den Landesanstalten nur eine Nebenbeschäftigung. In Deutschland bestehen zur Zeit acht geologische Landesanstalten unter verschiedenen Titeln. Nach Ausweis des Geologenkalenders für die Jahre 1913/14 betrug die Anzahl der an den einzelnen Landesanstalten außer dem Direktor und den freiwilligen Mitarbeitern angestellten wissenschaftlichen Beamten in Freiburg 4, in München 8, in Straßburg 3, in Darmstadt 3, in Rostock 0, in Berlin 66, in Leipzig 2, in Stuttgart 4, zusammen 90. Dazu kommen noch zahlreiche weitere meist den Hochschulen angehörige, im Nebenberuf aufnehmende Geologen, die sich meist den geologischen Landesanstalten als freiwillige Mitarbeiter angeschlossen haben. Es waren also über 100 Gelehrte, die sich in Deutschland alljährlich mit der geologischen Landesaufnahme befaßten. Davon ist inzwischen eine Anzahl den Heldentod für das Vaterland gestorben.

Wenn wir vorhin die Geschichte der Aufnahmen in drei Perioden eingeteilt haben, so haben wir dabei manche Maßnahmen unberücksichtigt gelassen, welche bereits über die Kartenherstellung im Maßstabe 1 : 25000 hinausgreifen, gewissermaßen schon zu einer kommenden Periode hinüberleiten und uns so anreizen, uns Gedanken über die Zukunftsmöglichkeiten zu machen.

Dazu gehört die von Beyschlag (a. a. O. S. 490) angestrebte systematische Erforschung des Felsgerüstes des norddeutschen Flachlandes unter der Diluvialdecke, während bisher die Ausführung von Tiefbohrungen durchweg Sache der auf ihre Sonderinteressen bedachten Unternehmer war.

Eine interessante Neuerung war auch die Gründung einer montangeologischen Abteilung bei der geologischen Landesanstalt zu Berlin, deren Zweck in § 1 ihrer Geschäftsanweisung vom 12. Juli 1907 durch den Herrn Minister für Handel und Gewerbe folgendermaßen festgestellt wurde:

> »Die Montan-geologische Abteilung hat den Zweck, das lagerstättengeologische und bergwirtschaftliche Material, welches zur Untersuchung und Beurteilung nutzbarer Lagerstätten notwendig ist, zu sammeln. Mit Hilfe eines möglichst vollständigen Museums, welches Proben des Inhalts und der Nebengesteine nutzbarer Lagerstätten aller Länder umfaßt, und mit Hilfe eines kritisch gesichteten Montanarchivs dient die Abteilung der weiteren Ausbildung von Studierenden und namentlich der Fortbildung von ins Ausland gehenden Bergingenieuren und Geologen.«

In dieser bergwirtschaftlichen Abteilung wird ständig durch je auf einige Zeit der Landesanstalt zugeteilte Bergassessoren alles Material zusammengetragen und geordnet, welches zur praktischen Beurteilung von Lagerstätten erforderlich ist. Da es für die Wirtschaftspolitik der Staaten von großer Bedeutung ist, einen Überblick über den Vorrat an mineralischen Schätzen der Welt zu haben, konnte sich die Berliner Landesanstalt dabei nicht auf das preußische Staatsgebiet beschränken. Der Acker ihrer montangeologischen Abteilung ist die Welt.

> In dem Maße als diese Arbeiten allgemeiner bekannt werden, werden wohl auch die süddeutschen Staaten nicht umhin können, dazu Stellung zu nehmen. Da es aber kaum rationell erscheinen dürfte, dieselbe Arbeit, die in Berlin geleistet wird, anderwärts nochmals zu wiederholen, könnte es wohl dahin kommen, daß diese bergwirtschaftliche Abteilung zur Reichs-

einrichtung wird. Übrigens greift die Berliner Landesanstalt auch mit ihrer aus Reichsmitteln unterstützten »Geologischen Zentralstelle für die deutschen Schutzgebiete« über ihr altes Arbeitsgebiet hinaus.

Ferner bietet die montan-geologische Abteilung ein interessantes Beispiel dafür, mit welchen organisatorischen Maßnahmen man neuen wirtschaftlichen Anforderungen an den geologischen Landesanstalten gerecht werden kann. Man könnte z. B. in ähnlicher Weise Archive für natürliche Bausteine, Ziegelrohgut, Wasserversorgungsfragen an geologische Landesanstalten anschließen. Übrigens haben sich diese in neuerer Zeit auch intensiver der Grundwassererforschung zugewendet [1]).

Besonders schwierig ist die Frage der bodenkundlichen Untersuchungen und ihrer Nutzbarmachung für Land- und Forstwirtschaft [2]). Zwar war die Erforschung des Bodens von Anfang an in das Programm der geologischen Landesanstalten aufgenommen; aber die gewaltige Fülle der anderen Aufgaben brachte es mit sich, daß das Interesse der meisten Geologen dafür in den letzten Jahrzehnten gering war. Man dachte auch daran, diese unbequem erscheinende Aufgabe abzuschieben. Aber die Bodenkunde ist nunmal im Grunde nur die Geologie der allerobersten Erdschicht [3]), wenn sie auch, nicht mit Unrecht, im Prinzip wie die Petrographie, Mineralogie und neuerdings die Paläontologie an den Hochschulen die Stellung als selbständiges Lehrfach beansprucht.

Nun bilden gerade die Landwirte denjenigen Berufsstand, welcher bisher durch das von den geologischen Landesaufnahmen Dargebotene am wenigsten befriedigt ist. Man hat sich nun mehrfach bemüht, diesen Unzulänglichkeiten abzuhelfen.

So hat man z. B. in Preußen durch Abhaltung von Kursen für Landwirtschaftslehrer und Meliorationsbaubeamte, durch Schaffung von Lehrkarten für die einzelnen landwirtschaftlichen Schulen das Verständnis der Landwirte für die geologischen Karten zu heben gesucht. Auch in Bayern geht man ähnlich vor. Hier ist sogar ein eigener Bodenkundler bei der Landesaufnahme angestellt, und im oberbayerischen Diluvium werden die Uraufnahmen in 1 : 5000 ausgeführt. Das sind Maßnahmen, die ihre Früchte zeitigen, aber auf die Dauer wohl kaum genügen werden. Denn bei den eifrigen Bestrebungen unserer Regierungen, die landwirtschaftliche Produktion ständig auf jede erdenkliche Weise zu fördern, handelt es sich nicht darum, einem einzelnen Stand Vorteile zu verschaffen, sondern die Grundlagen unserer Volkswirtschaft und unserer nationalen Verteidigung gesund zu erhalten. Es ist nun nicht unmöglich, daß in Zukunft weit mehr als bisher weiteste Volkskreise die Steigerung unserer landwirtschaftlichen Produktion als unumgänglich ansehen werden und man große Mittel zu diesem

---

[1]) Keilhack, Grundwasserstudien. Zeitschr. f. prakt. Geologie. — Steuer, Über den Wert ständiger Bodenwasser-Beobachtungen für wissenschaftliche und praktische Zwecke und die Errichtung eines ständigen Beobachtungsdienstes im Großherzogtum Hessen. Abhandl. d. großh. Hess. Geolog. Landesanstalt zu Darmstadt. Bd. V, H. 2, 1911.

[2]) W. Koehne, Bodenkartierung und geologisch-agronomische Karten. Landwirtschaftl. Hefte. Heft 5. Berlin, Paul Parey, 1912.

[3]) Das gilt natürlich nur für den Boden als Naturkörper, nicht für unsere Ackerkrume, welche bis zur Tiefe von etwa 20 cm einen vom Menschen hergestellten »Kunstboden« bildet, der nur einige Eigenschaften des ursprünglichen Bodens einigermaßen beibehalten hat. Wenn man die Selbständigkeit der Bodenkunde zu sehr betont, so verführt das dazu, daß zum Schaden der Sache die Bodenkundler nicht die geologische, die Geologen nicht die bodenkundliche Literatur berücksichtigen.

Zwecke bereitstellen wird. Dann können vielleicht auch durch die bodenkundlichen Untersuchungen neue wichtige Aufgaben erfolgreich bearbeitet werden, besonders wenn einige neuere Richtungen entsprechend gefördert werden, welche gemäß der natürlichen geschichtlichen Entwicklung hatten zurückstehen müssen, solange bei der Landesaufnahme das Interesse der Quartärgeologen so stark durch die Glazialgeologie absorbiert war.

In enger Verbindung mit der Lösung der geologisch-bodenkundlichen Fragen für die Landwirtschaft steht diejenige für die Forstwirtschaft. Denn wenn es gelingt, die Produktivität des Waldböden allmählich erheblich zu steigern, kann man größere bisher forstwirtschaftlich genutzte Flächen für die Nahrungsmittelproduktion frei bekommen, ohne die Holzproduktion einzuschränken. Es ist nun nicht unwahrscheinlich, daß bei gewissen Böden die geologisch-bodenkundlichen Untersuchungen überraschende Fingerzeige für eine erhebliche Steigerung der Holzproduktion ergeben werden.

Was aber auch die Zukunft uns bringen mag; was die Grundlage einer gesunden Weiterentwickelung ist, hat der Direktor der Berliner geologischen Landesanstalt, Herr Geheimrat Prof. Dr. Beyschlag, mit folgenden Worten ausgesprochen[1]): »Freiheit der wissenschaftlichen Forschung und Überzeugung! Die Leitung, welche hier Fesseln anlegen wollte, würde sich versündigen, sie würde die Wurzeln ihrer Kraft und ihres Gedeihens verkümmern lassen, sie würde den Gelehrten zum Handwerker hinabdrücken.« So wurde den staatlichen Geologen von berufener Stelle bestätigt, daß sie unbeschadet der Verpflichtung, ihre amtliche Tätigkeit in den Dienst des Staates und seiner Bewohner zu stellen, freischaffende Gelehrte sein und bleiben sollen.

---

[1]) Festsitzung der Kgl. Geologischen Landesanstalt am 29. Nov. 1913. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt. Bd. XXXIV, T. II, H. 3, S. 500.

6 DEC 1919

Auszug aus den Satzungen der „Geologischen Vereinigung".

§ 3. Mitgliedschaft.

*Die Anmeldung zur Mitgliedschaft erfolgt an den Kassenführer**. Das Eintrittsgeld beträgt 5 M., der Jahresbeitrag 10 M. für Personen sowohl wie für Institute, Bibliotheken usw. Die lebenslängliche Mitgliedschaft einer Person kann durch einmalige Zahlung von 250 M. erworben werden. Wer eine einmalige Zahlung von 1000 M. leistet, wird als Stifter geführt. Alle Mitglieder erhalten die **„Geologische Rundschau"** (8 Hefte zu 4—5 Bogen im Jahre) unentgeltlich und portofrei zugestellt.

Der Jahresbeitrag ist bis Ende Januar an den Kassenführer einzuzahlen*, andernfalls wird er durch Postauftrag erhoben. Verweigerung der Zahlung bedeutet Austritt aus der Vereinigung und zieht Einstellung der Zusendung der Zeitschrift nach sich.

Der Vorstand:

Vorsitzender:	**E. Kayser** (Marburg)
Stellvertret. Vorsitzender:	**R. Lepsius** (Darmstadt)
» »	**G. A. F. Molengraaff** (Haag)
» »	**P. Termier** (Paris)
» »	**Ch. Schuchert** (New Haven)
Schriftführer:	**Fr. Drevermann** (Frankfurt a. M., Senckenbergisches Museum, Victoria Allee 7)
Stellvertret. Schriftführer:	**R. Liesegang** (Frankfurt a. M.)
Schriftleiter	**G. Steinmann** (Bonn, Poppelsdorfer Allee 98)
»	**W. Salomon** (Heidelberg)
»	**O. Wilckens** (Straßburg i. E.)
* Kassenführer:	**H. Schulze-Hein** (Frankfurt a. M., Eschenheimer Anlage 31).

Die ***früheren Jahrgänge der Geologischen Rundschau*** können von den ***Mitgliedern der Geologischen Vereinigung*** durch den ***Kassenführer*** zum Preise von ℳ 10.— bezogen werden.

Sonderdrucke.

Sonderdrucke, in der Form der unentgeltlich gelieferten, werden über die pflichtmäßige Zahl hinaus den Verfassern ***auf ihre Kosten*** *von der Verlagsbuchhandlung geliefert und nach folgenden Sätzen berechnet:*

Text:

Druck und Papier für den Bogen bei 10 Stück . . . . . 50 Pfg.

Tafeln:

In Autotypie:	*für die*	*einfache*	*Oktav-*	*oder*	*Doppeltafel*	. .	*3 Pfg. bzw. 5 Pfg.*
In Lichtdruck:	„	„	„	„	„	„	. . . . .	*10—15* „
In Photolithogr.:								
einfarbig	„	„	„	„	„	„	. . . . .	*6* „
mehrfarbig	„	„	„	„	„	„	. . .	*8 Pfg. u. mehr*)*
In Lithographie:	„	„	„	„	„	„	. . .	*10—30 Pfg.*)*

*) *je nach der Zahl der nötigen Farbenplatten.*

Umschlag:

Für 10 Stück . . . . . 30 Pfg.

Broschur:

Für 10 Stück bei 2 Bogen Umfang . . . . . 30 „
„ *10* „ „ *3 und mehr Bogen Umfang . . . . . 50 „*
„ *10* „ *jeder Tafel extra . . . . . 10 „*

In Fortsetzung erscheinende Abhandlungen gelangen, wenn nichts anderes bestellt wird, nach Abschluß ***zusammen*** *in* ***einen*** *Umschlag broschiert zur Ablieferung.*

Dr. Richard Lepsius

Geologie von Deutschland

und den angrenzenden Gebieten

1. Teil: Das westliche und südliche Deutschland.

Mit einer geolgischen Karte, einer Tafel farbiger Profile und mit 136 Profilen im Text. XIV, 800 Seiten gr. 8. Geheftet ℳ 24.—, in Halbfranz geb. ℳ 27.—. Davon einzeln:
Lieferung 1: ℳ 8.25. Lieferung 2: ℳ 525. Lieferung 3: ℳ 10.50.

2. Teil: Das nördliche und östliche Deutschland.

Mit 88 Profilen im Text und 2 Profil-Tafeln. VI, 549 Seiten gr. 8 ℳ 18.—, in Halbfranz gebunden ℳ 21.—. 1. Lieferung: Mit den Profilen 1—58 im Text (S. 1—246) ℳ 8.—. 2. Lieferung: Mit den Profilen 59—88 im Text und 2 Profiltafeln. (VI und S. 247—549) ℳ 10.—

3. Teil, 1. Lieferung: Schlesien und die Sudeten.

Mit 28 Profilen und Lageplänen im Text und einer tektonischen Karte der Sudeten. IV, 194 Seiten gr. 8. ℳ 8.—.

Die zweite Lieferung des dritten Teiles bildet den Schluß des ganzen Werkes und wird die deutschen Alpen behandeln.

S. Ottokar Freiherr von Buschmann

Das Salz

dessen Vorkommen und Verwertung in sämtlichen Staaten der Erde

Herausgegeben mit Unterstützung der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften in Wien aus der Treitl-Stiftung

2 Bände Lex. 8

I. Band. Europa. Mit einem ausführlichen Register der beiden Bände.

768 Seiten ℳ 26.—, in Halbfranz geb. ℳ 30.—

II. Band. Afrika, Amerika und Australien mit Ozeanien.

506 Seiten ℳ 18.—, in Halbfranz geb. ℳ 22.—

Druck von Breitkopf & Härtel in Leipzig.